

F. TOUCHARD

ISSN 1240-1498

ISBN 2-905532-86-6

Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé

**SITE DE PLOËMEUR
(MORBIHAN)**

MEMOIRES

1999

n° 87

**Géosciences
Rennes**

MEMOIRE DE GEOSCIENCES - RENNES

N° 87

Frédéric TOUCHARD

**Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère
en socle fracturé : Site de Ploemeur (Morbihan).**

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes
soutenue le 2 Octobre 1998**

**Géosciences - Rennes
UPR-CNRS 4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
35042 - Rennes Cédex
(France)**

1999

ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-86-6

1998

GEOSCIENCES-RENNES

UPR-CNRS n°4661

Université de Rennes I - Campus de Beaulieu

F - 35042 - RENNES Cédex (France)

Frédéric TOUCHARD

**Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère
en socle fracturé : Site de Ploemeur (Morbihan).**

Mémoires de Géosciences Rennes, n° 87, 271p.

Résumé :

En Bretagne, l'alimentation en eau potable est assurée à 20% par les ressources en eaux souterraines contenues, principalement dans le socle fracturé. Du fait de la géométrie du réseau de fractures et des propriétés hydrauliques des roches, la productivité des aquifères bretons est généralement faible (400 à 1000 m³/j). A Ploemeur (Morbihan), un important gisement d'eau souterraine est exploité pour l'alimentation en eau potable, depuis juin 1991, à un débit moyen de 3000 m³/j. Les caractéristiques principales de cet aquifère sont 1) des arrivées d'eaux importantes, localisées au niveau de filons de pegmatites fracturées, et 2) une eau brute de bonne qualité ([NO₃] \leq 10mg/l).

Dans les milieux fracturés, les circulations de fluide et le transport de matière sont fortement dépendantes de la géométrie du réseau de fracture. C'est pourquoi, une meilleure compréhension du fonctionnement hydrogéologique est fondamentale quant à la gestion et la protection des ressources en eaux souterraines. Nous avons entrepris une caractérisation hydrogéologique afin de définir la structure du sous-sol et d'identifier les principaux processus à l'origine de la productivité de cet aquifère et de la qualité de l'eau. Cette étude pluridisciplinaire est basée sur des observations de terrain et sur l'utilisation de méthodes géophysiques, hydrauliques et hydrochimiques.

La zone fracturée se trouve au contact entre des micaschistes et du granite et possède une géométrie subhorizontale favorisant sa recharge donc sa productivité. Ce modèle contraste avec ce qui est traditionnellement proposé pour les milieux fracturés en Bretagne. L'imagerie géophysique donne grossièrement la géométrie mais ne permet pas une détection fine des filons de pegmatites fracturés.

Des essais de pompage ont permis de caractériser les propriétés hydrauliques. Ce type d'aquifère ne répond pas aux modèles standards développés en hydrogéologie; à la fois, par son hétérogénéité intrinsèque et par la dimension de la zone d'écoulement. Par conséquent, le modèle moyen qui semble approprié est un aquifère fractal de dimension 1,4.

Enfin l'analyse des chroniques chimiques, notamment des nitrates, a mis en évidence les processus 1) de mélange d'une eau récente (infiltrée après 1950 et polluée par les nitrates) avec une eau ancienne et 2) de dénitrification naturelle par oxydation de la pyrite. Une modélisation de ces chroniques sur la base d'une dénitrification bactérienne a permis de quantifier la cinétique de cette réaction d'oxydo-réduction et la dynamique du mélange qui évolue pendant le pompage, par la mise en écoulement de drains préférentiels, entre la surface et la zone fracturée profonde.

Mots clés : Hydrogéologie, Géophysique, Test hydraulique, Dénitrification naturelle, Age de l'eau, Milieu fracturé, Massif Armoricaïn.

Abstract :

In Brittany, tap water production is assured at 20% with mainly pumped groundwater in fractured basement. Because of the geometry of fractured network and hydraulic properties the productivity of Briton aquifers is generally limited (400 to 1000 m³/h). At Ploemeur (Morbihan) an important groundwater reservoir is exploited as main tap water supply since June 1991 at an average pumping rate of 3000 m³/h. The main characteristics of this aquifer are 1) important water inflows localised in fractured pegmatites and 2) good pumped water quality ([NO₃]⁻ < 10 mg/l).

In fractured rocks fluid flow and transport properties are widely depending on the geometry of the fractured network. Yet an accurate knowledge of the flow in the system is fundamental for the management and the protection of the groundwater resources. We realised a hydrogeological characterisation to determine the substratum's structure and to identify the main processes at the origin of the water quality and the productivity of the aquifer. This multi-disciplinary study is based on geological observations and on the use of geophysical methods, hydraulic methods and hydrochemical methods.

The zone is located on a geological contact between micaschistes and granite and is characterised by a horizontal geometry particularly favourable to the recharge of the aquifer. This model is in contrast with the classical proposed model for fractured aquifer in Brittany. Geophysical methods give the global geometry of the structure but do not allow a fine detection of the fractured pegmatites.

Hydraulic properties have been measured thanks to hydraulic tests. This type of aquifer does not respond like the classical model developed in hydrogeology (i.e. intrinsic heterogeneity and the dimension of the flow zone). We deduced that the appropriate model for the aquifer of Ploemeur is a fractal aquifer with a flow dimension of 1.4.

Finally the analyse of chemical data, mainly the nitrates concentrations, has allowed to determine the process at the origin of the quality 1) mixing between recent water (infiltrated after 1950 and high in nitrates concentration) and an old water and 2) natural denitrification with oxidation of the pyrite. Considering the denitrification process's a modelisation of the sequences of Nitrates and Sulphates have been done which give some quantitative information concerning the kinetics of this redox reaction and the dynamics of the mixing, which change with the pumping due to the development of preferential pathways between the surface and the depth fractured zone.

Key Words : Hydrogeology, Geophysics, hydraulic tests, natural denitrification, dating method, fractured rocks, Massif armoricain.

Remerciements :

Je tiens avant tout à remercier les membres rapporteurs et examinateurs d'avoir accepté de faire partie du jury pour cette thèse.

La belle aventure touche à sa fin mais elle n'aurait pu avoir lieu sans un grand nombre de personnes et je ne pourrai pas toutes les citer. En premier, ma pensée se tourne vers les personnes à l'origine du projet 'Ploemeur' : J. P. Brun, Ph Davy, Y. Quété, G. Lucas, Géoarmor et M. Godard, ancien député-maire de Ploemeur.

Je tiens à remercier, tout particulièrement, Philippe Davy pour m'avoir proposé ce sujet appliqué de thèse et encadré pendant ces quelques années. Je veux aussi exprimer ma profonde reconnaissance à Corinne Tarits pour sa participation à l'encadrement de ce travail et pour m'avoir fait découvrir ce qu'est la chimie de l'eau.

Je veux aussi remercier toutes les personnes de Géosciences qui se sont investies de prêt ou de loin dans ce projet et qui m'ont apporté leur soutien pendant ces quatre années. En particulier, M. T. Dupont pour tous les petits soucis de secrétariat, Olivier pour tous ses conseils, Fred pour le dépannage de dernière minute, l'autre Fred pour l'électricité, P. Jegouzot pour l'initiation à la géologie et Yves pour m'avoir bien souvent accompagné à Ploemeur et pour tout le reste.

Un grand merci à M Piwakovski, Ecole Centrale de Lille, M Olive, CRG, Thonon les Bains, G. Lucas et Ph Bardy, Géoarmor et R. Ruault, Abem France.

Ce travail a été financé par la Région Bretagne, le département du Morbihan et l'agence de l'eau Loire-Bretagne. Je tiens à souligner le rôle particulièrement important joué par la mairie de Ploemeur, sans le soutien de laquelle aucune expérimentation n'aurait pu avoir lieu. Ainsi je remercie M. Le Meur, maire de Ploemeur, M. Le Cloerec, René Lucas, Armelle Bocquenet, Gérard et l'ensemble du personnel technique.

Un grand merci aux amis, HP, le camarade 'lacheur' pour le Japon, Michel pour cette dernière nuit et maintenant Catherine, Yves et Julie, attention c'est bientôt 1999 ! !, Eric, quel talent ! !, Gwen pour son enthousiasme, J.R ou M. Hydraulique, Pierre pour nos petites discussions, Seb pour son heureuse reconversion, Bob pour sa super musique, merci Bob et tous ceux que j'ai délaissés depuis ces quatre années.

Merci aussi à ma famille, sans qui cette expérience aurait été impossible et qui m'a soutenu pendant tout ce temps.

Ces remerciements ne seraient être complets sans y associer la grande patience et les encouragements, jusqu'à la dernière minute, de Lorenzo, bien loin en Normandie. *Je te dédis ce manuscrit et*

SOMMAIRE :

INTRODUCTION GENERALE.

CHAPITRE 1 :

1.INTRODUCTION.	6
2. CARACTERISATION GEOLOGIQUE.	7
2.1 Introduction.	7
2.2 Le Massif armoricain.	7
2.2.1 Les grands traits géologiques.	7
2.2.2 Les ressources en eaux souterraines en Bretagne.	9
2.2.3 Les roches fracturées.	9
2.2.4 Les bassins tertiaires.	9
2.3 Zone étudiée.	10
2.3.1 Historique concernant la découverte de l'aquifère de Ploemeur :	10
2.3.2 Présentation du site.	11
2.3.3 Contexte géologique.	17
2.3.4 Analyses pétro-chimiques de certains échantillons de roche.	26
2.3.5 Modèles géologiques : synthèse des données.	30
2.4 Conclusions.	32
3. DESCRIPTION GEOPHYSIQUE DU SITE.	33
3.1 Introduction.	33
3.2 Diagraphies différées.	33
3.2.1 Introduction.	33
3.2.2 Principe et mise en œuvre des diagraphies.	34
3.2.3 Résultats et interprétations.	40
3.2.4 Conclusions.	50
3.3 Méthodes basées sur des mesures de résistivité électrique du sous-sol.	52
3.3.1 Introduction : la résistivité électrique.	52
3.3.2 Méthodes électromagnétiques	54
3.3.3 Méthodes électriques.	60
3.4 Sismique Réflexion haute résolution	79
3.4.1 Introduction	79
3.4.2 Méthodes sismiques.	80
3.4.3 Principe de la sismique réflexion haute résolution.	82
3.4.4 Résultats.	89
3.4.5 Interprétations.	91
3.4.6 Conclusions.	99
4. CONCLUSIONS.	100

CHAPITRE 2 :

1. INTRODUCTION.	105
2. CARACTERISATION HYDRAULIQUE.	106
2.1 Introduction	106
2.2 L'exploitation du site par la Régie Municipale de Ploemeur.	107
2.2.1 Historique concernant l'exploitation de l'aquifère depuis 1991.	107
2.2.2 Suivi de l'aquifère réalisé par les gestionnaires de l'aquifère.	107
2.2.3 Synthèse des études hydrogéologiques réalisées par Géoarmor.	110
2.3 Bilan hydrique.	111
2.3.1 Estimation du bilan hydrique.	111
2.3.2 Modèle de réalimentation	114
2.3.3 Conclusions :	122
2.4 Détermination des propriétés hydrauliques : essai de pompage.	125
2.4.1 Introduction.	125
2.4.2 Hydrogéologie classique : cas des milieux poreux.	125
2.4.3 Cas des milieux fracturés.	129
2.4.4 Mesures et traitements.	134
2.4.5 Résultats et interprétations.	140
2.5 Conclusions	152
3. CARACTERISATION GEOCHIMIQUE.	153
3.1 Introduction.	153
3.2 Environnement et processus.	154
3.2.1 Influence de l'environnement.	154
3.2.2 Processus.	156
3.3 Caractérisation spatiale des paramètres physico-chimiques.	165
3.3.1 Mesures et résultats.	165
3.3.2 Discussion : mise en évidence des origines des différentes eaux souterraines du site.	176
3.3.3 Résumé et Conclusions :	197
3.4 Détermination des temps de résidence.	200
3.4.1 Méthodes de datation.	200
3.4.2 Protocole.	208
3.4.3 Résultats.	210
3.4.4 Interprétation qualitative.	210
3.4.5 Interprétation quantitative.	215
3.4.6 Conclusions.	220
3.5 Caractérisation temporelle.	223
3.6 Conclusions	252
4. CONCLUSIONS.	253

SYNTHESE ET PERSPECTIVES :

ANNEXES :

BIBLIOGRAPHIE :

INTRODUCTION GENERALE

Depuis une vingtaine d'années, un intérêt scientifique grandissant a été observé dans le domaine des circulations de fluide en milieu fracturé, avec de nombreuses études hydrogéologiques, réalisées en régions de socle. Ces études s'inscrivent, pour la plupart, dans le cadre de grands programmes qui concernent principalement, la recherche de sites pour le stockage long terme des déchets nucléaires (Stripa Project, Suède ; Grimsel, Suisses) ainsi que l'évaluation des ressources en eaux souterraines (Mirror Lake, USA). Pour ces deux applications, le but est le même et consiste à comprendre le fonctionnement hydrogéologique du système afin, dans une deuxième étape de modéliser la circulation de fluide et le transport de matière dans le milieu. Dans les deux cas, les principales questions sont les suivantes :

- quelle est la géométrie du milieu, les extensions du système ? .
- quelles sont les propriétés hydrauliques qui régissent la circulation du fluide et le transport de matière dans le milieu ? .

Que cela soit dans le cas du stockage de déchets ou de l'évaluation des ressources en eaux souterraines, la caractérisation du milieu ne peut être réalisée qu'à partir d'une description précise du réseau de fractures. Du fait du caractère très hétérogène qui caractérise les milieux fracturés (en particulier une large distribution des vitesses de circulation), les transferts de fluide et le transport de matière vont être fortement influencés par la géométrie du réseau de fractures. Par conséquent une description de ce réseau ne peut être obtenue qu'à partir d'une étude pluridisciplinaire, basée sur des observations de terrain, des méthodes d'imageries géophysiques, hydrauliques et hydrochimiques (Hsieh, 1993). L'utilisation couplée de plusieurs méthodes a l'avantage d'apporter de nouvelles informations et/ou de confirmer les résultats déjà obtenus.

Jusque dans les années 1976, on a considéré que les massifs anciens, comme par exemple le Massif armoricain ou le Massif central, ne contenaient aucune ressource en eaux souterraines, du fait du caractère imperméable des roches qui les composent. Avec le développement des techniques de forages (technique du marteau fond de trou), on a constaté, dans ces milieux, la présence de fractures conductrices, dans lesquelles circulent des quantités d'eau suffisamment importantes pour être exploitées par une commune, pour les besoins en eau potable. Ainsi pour la région Bretagne, 20% des ressources en eau potable correspondent à des eaux souterraines. Très souvent il s'agit de petits aquifères qui permettent l'alimentation en eau potable de petites et de moyennes communes (BRGM, 1990). Dans la plupart des cas, les eaux souterraines sont une solution à un problème de pollution, le plus souvent, par les nitrates, des eaux de surface qui constituent la principale source en eau potable.

C'est dans ce cadre, qu'une prospection des ressources en eau souterraine a été réalisée sur la commune de Ploemeur(56), par le bureau d'étude Géoarmor, qui a mis en évidence un important gisement d'eau souterraine. La principale caractéristique de cet aquifère correspond à des arrivées d'eaux importantes, localisées au niveau de filons de pegmatites très fracturés, entre 50 et 100 m de profondeur. Du fait de sa productivité, cet aquifère est en exploitation depuis juin 1991 pour les besoins en eau potable de la commune de Ploemeur, à un débit moyen de 120 m³/h soit 10⁶ m³/an. D'après le recensement, effectué par le BRGM, de tous les forages existants en Bretagne, un tel débit apparaît exceptionnel pour un aquifère breton en milieu fracturé. D'un point de vue qualitatif, l'eau pompée dans cet aquifère est d'excellente qualité chimique avec, en particulier, l'absence de nitrates, bien que la zone de pompage soit située dans un environnement principalement agricole.

Il apparaît important de comprendre en quoi cet aquifère se différencie des autres aquifères bretons en milieu fracturé, afin d'expliquer, à la fois, la productivité de cet aquifère et la qualité des eaux pompées qui, on le rappelle ne contiennent pas de nitrates. Pour répondre à ces questions, nous avons entrepris une caractérisation hydrogéologique de l'aquifère de Ploemeur, à partir de l'utilisation couplée d'observations de terrain, de méthodes géophysiques, hydrauliques et hydrochimiques.

Grâce à cette étude, un modèle d'aquifère du site de Kermadoye va être effectué, qui d'un point de vue pratique, devrait apporter des explications concernant la productivité et la qualité des eaux souterraines. Cela aura notamment un impact sur la protection et la pérennité des ressources en eaux souterraines de cet aquifère. En effet ces deux points sont particulièrement importants puisque, d'après 'la loi sur l'eau' du 03-01-1992, tous les sites en exploitation devraient être équipés *d'un périmètre de protection*, à partir du 01-01-1997 (décret, 1992). D'autre part, une meilleure connaissance concernant la circulation de fluide dans les milieux fracturés aura aussi un impact économique régional puisque cela devrait aider à la découverte de nouveaux gisements d'eaux souterraines en Bretagne, pouvant être aussi productifs que celui de Ploemeur.

L'étude des milieux fracturés pose le problème concernant le choix des méthodes d'interprétations des données de tests hydrauliques. En effet les méthodes classiquement développées en hydrogéologie sont basées sur l'hypothèse du modèle homogène et s'appliquent à des milieux poreux. Or dans notre cas, il s'agit d'un milieu fracturé, qui par définition est fortement hétérogène, ce qui rend les techniques classiques d'interprétation inadaptées à notre problème. Des études ont montré que les propriétés hydrauliques peuvent varier sur plusieurs ordres de grandeurs. D'un point de vue fondamental, il apparaît important d'étudier l'influence du réseau de fractures sur l'évolution des propriétés hydrauliques afin de prendre en compte l'hétérogénéité du milieu. Une réponse à ce problème pourrait être à la base du développement d'une nouvelle méthode de modélisation des circulations de fluides dans les milieux fracturés.

Précédemment, nous avons souligné l'importance de la connaissance de la géométrie du réseau de fractures. La première étape de cette caractérisation hydrogéologique va concerner la description du sous-sol, avec en particulier, la mise en évidence de la structure géologique générale de la zone et une investigation des cent premiers mètres de profondeur, au niveau du site de pompage. Des informations concernant la structure du sous-sol vont être obtenues à partir d'observations de terrain et de l'utilisation de plusieurs méthodes géophysiques. Ces dernières nous permettent d'imager, depuis la surface la géométrie de la couche de roche altérée et de localiser la présence de fractures dans le milieu. Ces méthodes sont basées sur des mesures des propriétés physiques du sous-sol, telles que la résistivité électrique et la vitesse sismique qui ont la particularité d'être influencées par la présence d'eau dans le milieu. Le choix des méthodes d'imagerie utilisées a été guidé, en fonction de la résolution des méthodes et des profondeurs d'investigation recherchées.

Les méthodes géophysiques vont nous permettre d'obtenir des informations, depuis la surface, de la structure physique du sous-sol. Les transferts de fluide et les réactions physico-chimiques étant fortement influencés par la géométrie du réseau de fractures, leur caractérisation va aussi nous permettre d'obtenir des informations sur la géométrie du réseau de fractures. En particulier, nous allons étudier :

- la connectivité et les propriétés hydrauliques du milieu.
- la qualité des eaux dans l'espace et dans le temps et les temps de transfert qui régissent les écoulements et la recharge dans le système.

Ces objectifs vont être atteints grâce à l'utilisation de tests hydrauliques et de méthodes hydrochimiques.

Finalement, nous avons réalisé une synthèse des différents résultats obtenus qui nous ont permis de proposer un modèle d'aquifère 3D pouvant s'appliquer au site de Kermadoye. Cette synthèse fait l'objet de notre conclusion générale au niveau de laquelle, une rapide discussion sera menée concernant le choix des différentes méthodes utilisées ainsi que les possibles perspectives pouvant faire suite à cette caractérisation hydrogéologique.

Avis au Lecteur :

Du fait du caractère pluridisciplinaire de cette thèse, nous avons choisi, dans un souci de clarté, d'intégrer au manuscrit de nombreux rappels théoriques et méthodologiques ce qui contribue quelquefois, à donner la forme d'un rapport.

CHAPITRE 1

Description du sous-sol.

1. INTRODUCTION.

L'eau potable, distribuée par la Régie Municipale de Ploemeur, étant d'origine souterraine, il apparaît naturel, que la première étape de cette caractérisation hydrogéologique, concerne l'étude du milieu physique dans lequel l'eau circule. En particulier, nous avons cherché à détecter et à localiser les principaux chemins d'écoulement présents dans le milieu. La connaissance de la structure du milieu est particulièrement importante, à la fois, pour expliquer la productivité de cet aquifère mais aussi afin de protéger les ressources en eaux souterraines, vis à vis de tout risque de pollution via la surface.

Ce premier chapitre, intitulé **Description du sous-sol**, va se décomposer en deux parties :

- Dans une première partie nous présentons le site de Kermadoye et le contexte géologique global dans lequel il s'inscrit. Cette étude géologique est basée sur des observations des affleurements présents sur le terrain ainsi que l'examen des cuttings des forages.

- Afin d'améliorer et d'affiner notre connaissance de la structure géologique du milieu une description géophysique du site a été réalisée. En particulier nous avons recherché quelle était la technique la plus sensible, pour la détection des fractures conductrices, localisées dans les cent premiers mètres de profondeur. Les résultats obtenus à partir des différentes méthodes d'imagerie, feront l'objet de cette deuxième partie.

2. CARACTERISATION GEOLOGIQUE.

2.1 Introduction.

Dans cette partie nous allons présenter :

- la Bretagne, du point de vue de sa géologie et de ses ressources en eaux souterraines (importance, modèles d'aquifère).
- le site expérimental : localisation, topographie, bassin versant, occupation des sols et sources potentielles de pollutions.
- la caractérisation géologique : à l'échelle de la zone, à l'échelle du site (affleurements, cuttings). Pour compléter cette partie, une étude pétrologique et géochimique de quelques échantillons caractéristiques a été réalisée. Ces analyses ont été comparées avec des analyses déjà existantes d'échantillons de granite prélevés sur la zone.

Finalement nous proposerons un modèle géologique 3D de la zone mettant en évidence les différentes composantes géologiques présentes.

2.2 Le Massif armoricain.

2.2.1 Les grands traits géologiques.

Le Massif armoricain fait partie des massifs anciens français (Massif central, Vosges..) qui doivent leur structure actuelle à la succession d'événements tectono-métamorphiques qui se sont produits depuis le protérozoïque. Concernant l'histoire du Massif armoricain, deux grandes périodes peuvent être définies (Le Corre et al, 1992) :

- une période précambrienne (2200-530 Ma), principalement dominée par l'orogénèse cadomienne (640-530 Ma).
- une période paléozoïque avec comme événement majeur l'orogénèse varisque (440-290 Ma).

D'un point de vue lithologique, le Massif armoricain est composé principalement de roches métamorphiques (schistes, grès) et de granitoïdes. Il peut être divisé en 3 grands domaines délimités par de grands accidents cisailants, disposés en éventail et qui convergent vers l'ouest comme cela est illustré sur la carte, Figure I 1 (Le Corre et al, 1992) :

- 1) Le Domaine Nord Armoricain (DNA). Il présente les meilleurs témoins de l'histoire précambrienne et a été essentiellement structuré au cours de l'orogénèse cadomienne.
- 2) Le Domaine Centre Armoricain (DCA). Il est séparé du précédent par le cisaillement Nord Armoricain, le DCA a subi une évolution hercynienne en domaine supracrustal.
- 3) Le Domaine Sud Armoricain (DSA). Il est délimité au nord par le cisaillement Sud Armoricain, et correspond aux zones internes de la chaîne hercynienne.



Figure I 1 : Carte simplifiée de la géologie du Massif armoricain (d'après Le Corre et al, 1992).

2.2.2 Les ressources en eaux souterraines en Bretagne.

L'alimentation en eau potable de la Bretagne est majoritairement assurée par les eaux de surface (80%) notamment avec les retenues, les captages ou les drains. Aujourd'hui les ressources en eaux souterraines en Bretagne ne représentent que les 20% restant.

Comme cela a été précisé au paragraphe précédent, le socle du Massif armoricain est principalement composé de granites, schistes et grès qui sont des roches, par nature, très peu perméables. En Bretagne, depuis plus d'un siècle, l'eau souterraine est utilisée pour les besoins en eau potable des petites et moyennes agglomérations (exemple : drains de Rennes). La sécheresse de 1976 et les problèmes d'approvisionnement qu'elle a engendrés, a multiplié les recherches d'eaux souterraines grâce au développement de la technique du marteau de fond de trou. De nombreux forages profonds (de l'ordre de 50-100 m) ont pu être réalisés, mettant en évidence la présence d'eau dans le sous-sol breton. Une fois en exploitation, ces forages permettent des débits allant de 300 à 1000 m³/jour (15 à 45 m³/h), alimentant ainsi des petites et/ou moyennes collectivités, en eau potable (synthèse BRGM, 1990).

A partir des synthèses réalisées par le BRGM concernant les données de forages recensées depuis 1976, on distingue classiquement en Bretagne deux grands types d'aquifère : les bassins tertiaires et les roches fracturées.

2.2.3 Les roches fracturées.

On rencontre généralement des fractures verticales au niveau de zones de contact entre deux lithologies différentes ou au sein d'une même formation géologique du fait de l'influence de la tectonique. Dans le cadre des recherches en eaux souterraines en Bretagne, de nombreuses prospections ont mis en évidence la présence de sites fracturés. A partir du recensement des données de forages, une étude statistique sur les ressources en eau souterraine dans le département du Morbihan a été réalisée. Cette analyse a montré que le débit instantané moyen était de l'ordre de 5 m³/h pour un forage profond de 50 mètres. Ainsi il en a été déduit que les milieux fracturés peuvent être exploités, pour les besoins en eau potable d'une commune jusqu'à 1000 m³/jour, quand les conditions sont les plus favorables (synthèses BRGM, 1990).

Classiquement, ce type d'aquifère se compose d'une zone d'altérites en surface, qui représente la fonction capacitive et d'un réseau de fractures, de pendage principalement vertical et de faible extension latérale, qui assure la fonction conduite.

Le plus souvent les extensions de ce type d'aquifère se limitent à la zone de contact ce qui implique, par conséquent une surface de recharge limitée. Les capacités de recharges sont fonctions de l'épaisseur d'altération, de la présence ou non d'argiles dans les altérites, des conditions météorologiques locales et de la géométrie du réseau de fracture. On parlera plus en détail des propriétés des milieux fracturés dans le chapitre 2, partie caractérisation hydraulique.

2.2.4 Les bassins tertiaires.

Ces petits bassins tertiaires, superficiels, sont uniquement localisés dans la partie est du Massif Armoricain, en Ile et Vilaine. Leur épaisseur varie mais peut atteindre plusieurs dizaines de mètres et ils sont composés soit de faluns (sable coquillet) - par exemple le bassin

de Saint Grégoire (35) - soit des sables siliceux plus ou moins argileux. Ces milieux ont la propriété d'avoir des porosités et des perméabilités très importantes (De Marsily, 1986 ; Castagny, 1988), ce qui en fait des réservoirs qui peuvent être très productifs car reposant sur un socle souvent schisteux et imperméable. Suivant la taille et l'épaisseur de ces bassins, l'exploitation peut aller jusqu'au million de m³ d'eau, pompés par an. On peut prendre comme exemple la commune de Saint Grégoire (35) pour laquelle les ressources en eau potable proviennent du pompage dans un bassin de faluns de plusieurs centaines d'hectares (Com. orale, G. Lucas, Géoarmor ; Y. Quété, Géosciences).

En raison des circulations rapides, les réserves en eau sont limitées et la réalimentation est fortement dépendante de la pluviométrie. De plus, du fait de leur forte perméabilité, ces milieux restent très vulnérables face aux risques de pollutions superficielles.

2.3 Zone étudiée.

2.3.1 Historique concernant la découverte de l'aquifère de Ploemeur :

Début 1990, le conseil municipal de Ploemeur, présidé par M. Godard, Député-Maire, a décidé de débiter, sur la commune de Ploemeur, une campagne de prospection des ressources en eaux souterraines. Cette décision a été motivée, suite à la dégradation progressive de la qualité des eaux pompées dans l'étang de Lannenec, qui représentait, à cette date, la seule source en eau potable de la commune. En particulier des concentrations d'algues vertes et de chlorures élevées ont été mesurées, révélant une pollution agricole et une intrusion d'eau salée.

Une étude a donc été demandée au bureau d'étude Géoarmor pour évaluer les ressources en eaux souterraines contenues dans le sous-sol de la commune. L'objectif était de localiser sur la commune, un site qui permette un débit d'exploitation supérieur à 50m³/h en continu. A terme il s'agissait d'alimenter la commune en eau potable, uniquement à partir des ressources en eau souterraine.

Pour cette prospection, le bureau d'étude Géoarmor a appliqué la démarche classique utilisée en hydrogéologie :

- bilan des forages existants
- étude des photos aériennes de la zone afin de repérer les principaux linéaments.
- sélection de sites 'favorables'
- prospection géophysique
- forages de reconnaissance.
- évaluation de la productivité de l'aquifère par des essais de pompage.
- forage d'exploitation.

Sept sites ont été sélectionnés et des forages de reconnaissance ont ensuite été réalisés. A ce stade, les conclusions de l'étude se sont avérées négatives puisque aucun site ne présentait de ressources en eaux souterraines assez importantes pour l'alimentation en eau potable (AEP) de la commune de Ploemeur (15 000 habitants).

'A deux doigts' d'abandonner les recherches, M. Godard, Député-Maire, suggéra la réalisation d'un dernier forage sur un terrain communal, situé dans un fond de vallée entre la base aéronavale de Lann Bihouée et l'agglomération de Ploemeur. Un forage de 100 m de

profondeur a donc été réalisé 'les yeux fermés' dans un des terrains communaux de Ploemeur et lorsque plus personne ne l'attendait, une grande quantité d'eau surgie du forage, mettant en évidence une arrivée d'eau très importante. C'est ainsi qu'a débuté l'histoire de l'aquifère de Ploemeur.

2.3.2 Présentation du site.

2.3.2.1 Contexte géographique et topographique.

Le site expérimental est localisé sur la commune de Ploemeur (Morbihan), à l'ouest de Lorient. Cette commune est bordée au sud et à l'ouest par l'Océan Atlantique.

Le site expérimental est localisé au nord de la ville de Ploemeur, au lieu dit 'Kermadoye', à proximité de la base aéronavale de Lann Bihouée et de la départementale D163. Il est situé à 5 km à l'est de l'étang de Lannenec et à 1,5 km de l'étang du Ter dans un contexte principalement agricole. Nous avons reporté toutes ces informations sur la Figure I 2.

Au niveau de la topographie, l'observation du Modèle Numérique de Terrain (MNT) de la zone, au pas de 20 m, met en évidence des contrastes d'altitude assez importants avec des maxima allant jusqu'à plus de 40 m, délimitant ainsi de petits bassins versants de quelques centaines d'hectares (Figure I 2). Malgré ces contrastes d'altitude, on peut localiser au nord du site une grande étendue subhorizontale de plusieurs centaines d'hectares, située à une altitude moyenne de 35 m sur laquelle se trouve la base aéronavale de Lann Bihouée.

Le champ captant est situé dans un fond de vallon d'orientation préférentielle N20, dont la partie la plus basse est à 20 m d'altitude. Le bassin versant topographique, associé au site de Kermadoye, s'étend sur une superficie de 275 ha englobant au nord une partie de la base de Lann Bihouée comme cela est illustré sur la Figure I 2.

Figure I 2 : MNT de la zone et localisation des principaux zones d'intérêt, des sources des échantillons et des forages

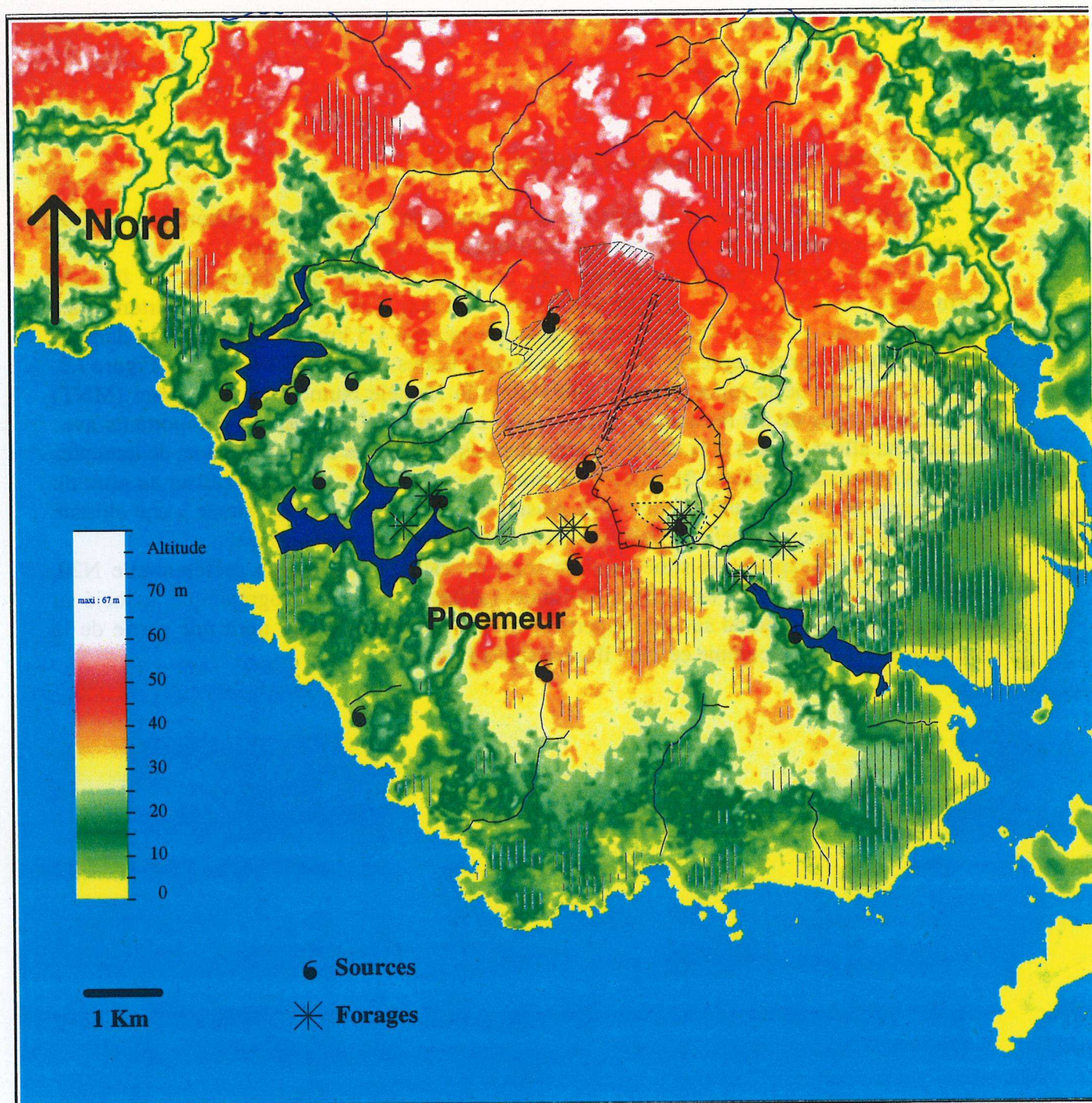


Figure I 2 : MNT de la zone et localisation des principales zones habitées, des sources, des étangs et des forages.

2.3.2.2 Sites de Kermadoye : les flux de surface.

Concernant les flux de surface, nous avons reporté sur la carte (Figure I 2), les lacs, les ruisseaux et les sources présents sur la zone, tous répertoriés sur la carte IGN 1/25000^e. On observe sur la zone un nombre limité de ruisseaux qui se jettent, soit dans l'étang de Lannenec, soit dans l'étang du Ter et un grand nombre de sources.

Dans le bassin versant englobant le site expérimental, un ruisseau, d'orientation N-S, s'écoule à 250 m de la zone de forages. Il prend naissance au nord, en limite de la base de Lann Bihouée et rejoint l'étang du Ter, situé au sud.

Les sources sont nombreuses et majoritairement localisées à l'ouest du site et à proximité de l'étang de Lannenec. Elles constituent le 'trop plein' de la nappe d'altérites et sont localisées principalement au niveau des points hauts. Durant l'été 1994, dans le cadre d'un stage de DESS (Colleux, 1994), un inventaire de l'état des sources présentes sur l'ensemble de la zone a été effectué. Cette étude a montré, qu'à la date du contrôle, toutes les sources référencées présentaient un écoulement d'eau continu.

2.3.2.3 Localisation des forages.

Suite à l'étude hydrogéologique du site de Kermadoye, effectuée par Géoarmor, et dans le cadre de ce travail de thèse, cinq forages supplémentaires ont été réalisés sur la zone. Depuis 1990, 38 forages ont été effectués sur la zone, parmi lesquels 19 forages sont localisés dans le bassin versant qui englobe la zone de pompage. Tous ces puits sont situés dans un rayon de 1,5 km autour du forage principal (Figure I 3). Pour tous les forages, un suivi particulier a été réalisé avec :

- collecte de cuttings tous les trois mètres de puits forés.
- mesures de l'évolution des arrivées d'eau avec la profondeur, appelé débit instantané.

Le rôle de ces ouvrages est multiple : suivi du niveau de la nappe, estimation des ressources, caractérisation géologique et pompage pour alimentation en eau potable de la commune.

2.3.2.4 Occupation des sols et inventaire des activités.

La présentation générale du site ne serait pas complète sans un bilan concernant l'occupation des sols et les principales activités agricoles, artisanales, industrielles et autres présentes sur la zone. Ce bilan est particulièrement important en vue de la protection des ressources en eau de l'aquifère de Ploemeur, vis à vis des différents risques de pollution.

D'un point de vue de la législation, la **loi sur l'eau du 3 janvier 1992** stipule que pour protéger les ressources en eau souterraine vis à vis de toutes pollutions, notamment de la pollution agricole, tous les captages devront être soumis à un périmètre de protection, d'ici le premier janvier 1997.

Un périmètre de protection se divise en deux secteurs, de sensibilités différentes, auxquels des restrictions bien définies sont apportées.

- un périmètre de protection immédiat : de petite dimension, ce périmètre correspond à l'espace clos et grillagé dans lequel sont localisés les forages en exploitation.

- un périmètre de protection rapproché : zone dans laquelle toutes les activités risquant de polluer l'eau sont interdites. La détermination de cet espace est établie à partir d'une étude hydrogéologique permettant de caractériser le milieu et de mettre en évidence les zones de recharge.

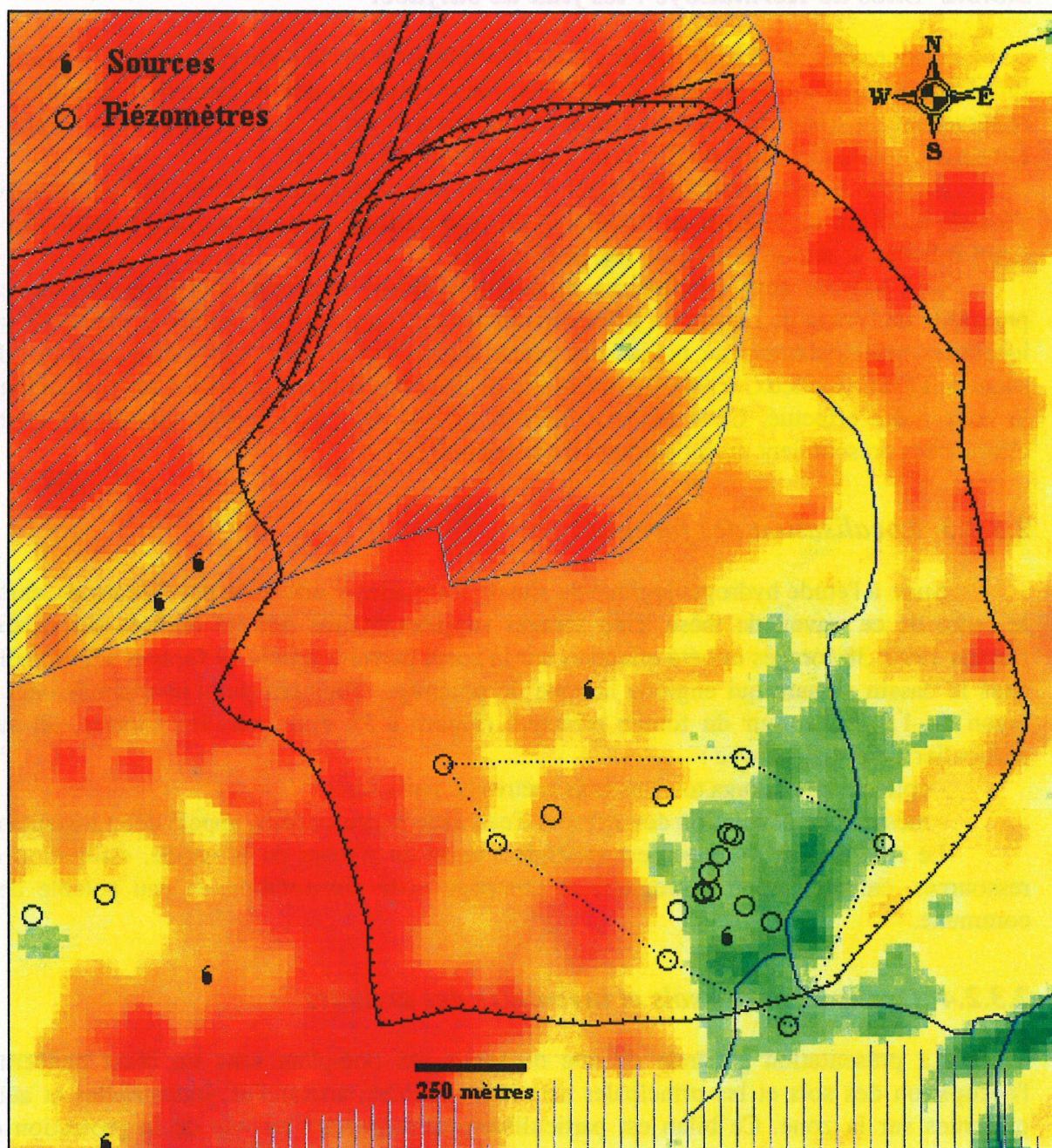


Figure I 3 : Délimitation du bassin versant et localisation des forages.

Dans le cas où la zone d'alimentation est supérieure à la taille du bassin versant, un périmètre de protection éloigné est aussi appliqué : ce périmètre prolonge les précédents, pour renforcer la protection contre les pollutions permanentes.

Dans le cadre de la mise en place du périmètre de protection de l'aquifère de Ploemeur, une *étude agronomique et environnementale* (1996) a été réalisée par le bureau d'étude Géoarmor. Un inventaire détaillé de l'occupation des sols et de toutes les activités agricoles, industrielles et autres présentes sur la zone a été réalisé, afin d'évaluer les risques d'une pollution possible sur le site. A partir des données rassemblées dans cette étude, nous allons rapidement présenter l'occupation des sols et les risques potentiels de pollutions qui ont été soulignés.

La zone étudiée s'étend au-delà de la limite du bassin versant topographique sur une superficie de 740 ha. Cette zone, localisée uniquement sur la commune de Ploemeur, englobe la limite sud de la base de Lann Bihouée et s'étend principalement vers le nord-est de la zone de captage comme illustré, Figure I 4.

L'espace occupé peut être divisé en deux :

- une zone agricole : la surface agricole utile (S.A.U) couvre plus de 60% de la superficie de la zone étudiée soit 453 ha et comporte 11 sièges d'exploitations agricoles. Ces surfaces regroupent à la fois des zones de cultures, avec principalement du maïs (30%), des céréales à paille (23%) et des prairies temporaires de graminées (27%). Ces cultures accompagnent la production de lait et l'élevage de poulets de chair, de bovins et de porcs.

- un espace non agricole : il représente 39% de la zone d'étude. Il englobe à la fois des secteurs d'habitation et jardins, des secteurs d'activités artisanales et industrielles, des secteurs de friches, la base aéronavale de Lann Bihouée et des zones de loisirs.

L'espace restant (1%) correspond à la voirie et à la voie ferrée.

2.3.2.4.1 L'impact sur l'environnement

Lors de cette étude, un bilan azoté de la zone a été réalisé. Il tient compte de toutes les sources azotées possibles, qu'elles soient d'origines agricoles, industrielles ou domestiques :

- les flux azotés agricoles : un bilan de type Corpen a été effectué. Ce bilan, établi à l'échelle de la totalité de l'exploitation agricole, permet de quantifier les flux azotés libérés par chaque exploitation. Ces flux sont ensuite ramenés à la surface totale cultivée par les exploitants. Ainsi pour l'année 1995-96, un excédent moyen de 50 kg d'azote par hectare (kgN/ha) a été calculé pour une S.A.U de 453 ha. Cet excédent est le plus souvent lié aux déjections animales produites.

- les flux d'origine domestique (habitation, industrie, base aéronavale) : le bilan calculé indique que les flux d'origine domestique pour toute la zone représente 2,7% des flux totaux sur l'ensemble de l'année 1995-96.

Des analyses de la qualité d'un certain nombre d'échantillons d'eau, prélevés dans des puits, forages ou sources proches des sièges d'exploitation, ont indiqué des teneurs en nitrates et en chlorures supérieures à 100 mg/l. Ces analyses indiquent par conséquent, une pollution d'origine agricole à proximité des sièges d'exploitation.

D'après les résultats du bilan azoté réalisé sur cette zone et de la qualité des échantillons d'eau analysés, il apparaît que la qualité des eaux de recharge puisse être influencée par une pollution d'origine agricole avec des teneurs en nitrates supérieures à 50 mg/l.



Figure I 4 : Délimitation de la zone prise en compte dans l'étude agronomique et environnementale (extrait rapport Géoarmor, 1996).

2.3.3 Contexte géologique.

2.3.3.1 A l'échelle de la zone.

La région étudiée appartient en totalité à la feuille à 1/50000 de Lorient (N° 383). Plus précisément, notre site se situe en bordure de la limite décrite comme rectiligne sur la carte géologique (Horrenberger, 1969) entre au nord les formations micaschisteuses du Pouldu et au sud un granite à deux micas ou leucogranite de Ploemeur (Figure I 5).

Le granite à deux micas de Ploemeur fait partie de la ceinture métamorphique de haute température de la Bretagne Méridionale. Son enracinement comme celui de plusieurs autres leucogranites de la partie sud du Massif Armoricaire (Pont Labbé, Guérande...) est faible. En effet l'épaisseur de ce massif est estimée à $0,8 \text{ km} \pm 20\%$, par analyse gravimétrique (Vignerresse, 1983, 1987). Les datations radiométriques réalisées par la méthode Rb/Sr ont donné pour ce granite un âge de 304 ± 6 millions d'années (Bernard-Griffiths et al, 1985) comparables avec l'âge des autres leucogranites rencontrés dans ce domaine.

Ce granite a été décrit par Horrenberger (1969), comme étant 'un leucogranite alcalin à calco-alcalin peu calcique' (p10 de la notice). Il correspond à un granite à grain moyen, souvent recoupé par des filons d'aprites et quelques filons de pegmatites, résultant de la cristallisation fractionnée d'un magma différencié. On constate sur la carte géologique de la zone, Figure I 5, que de nombreux filons de quartz, de directions préférentielles N20-40 recoupent ce massif.

Les observations faites par Horrenberger (1969) indiquent que l'on trouve ce massif sous la forme de deux faciès :

- un faciès à texture entièrement granoblastique, développé au sud du massif.
 - un faciès orienté, ayant subi une cataclase, développé tout au long de la bordure nord.
- Ce faciès présente une texture planaire due à l'orientation discrète des micas et à l'étirement des grains de quartz.

D'après l'auteur de la carte, leur mise en place est liée directement au développement de la tectonique cisailante hercynienne au dévonien, par le jeu des accidents tangentiels couchés vers le sud, qui ont affectés la région. L'origine de ce granite serait issue de la fusion de matériaux protérozoïques principalement sédimentaires ou plus probablement métasédimentaires (Bernard-Griffiths et al., 1985, Peucat et al., 1988).

Des structures c/s ont été observées, le long du contour nord du granite, indiquant un déplacement relatif vers l'ouest du compartiment méridional avec une composante en faille inverse. Il faut aussi noter que ce critère indique une origine syntectonique du granite (Gapais, 1989 ; Audren et al., 1993). La cinématique déduite de ces observations s'oppose à celle proposée plus haut pour d'autres massifs granitiques de la Bretagne Méridionale mettant en jeu un caractère extensif.

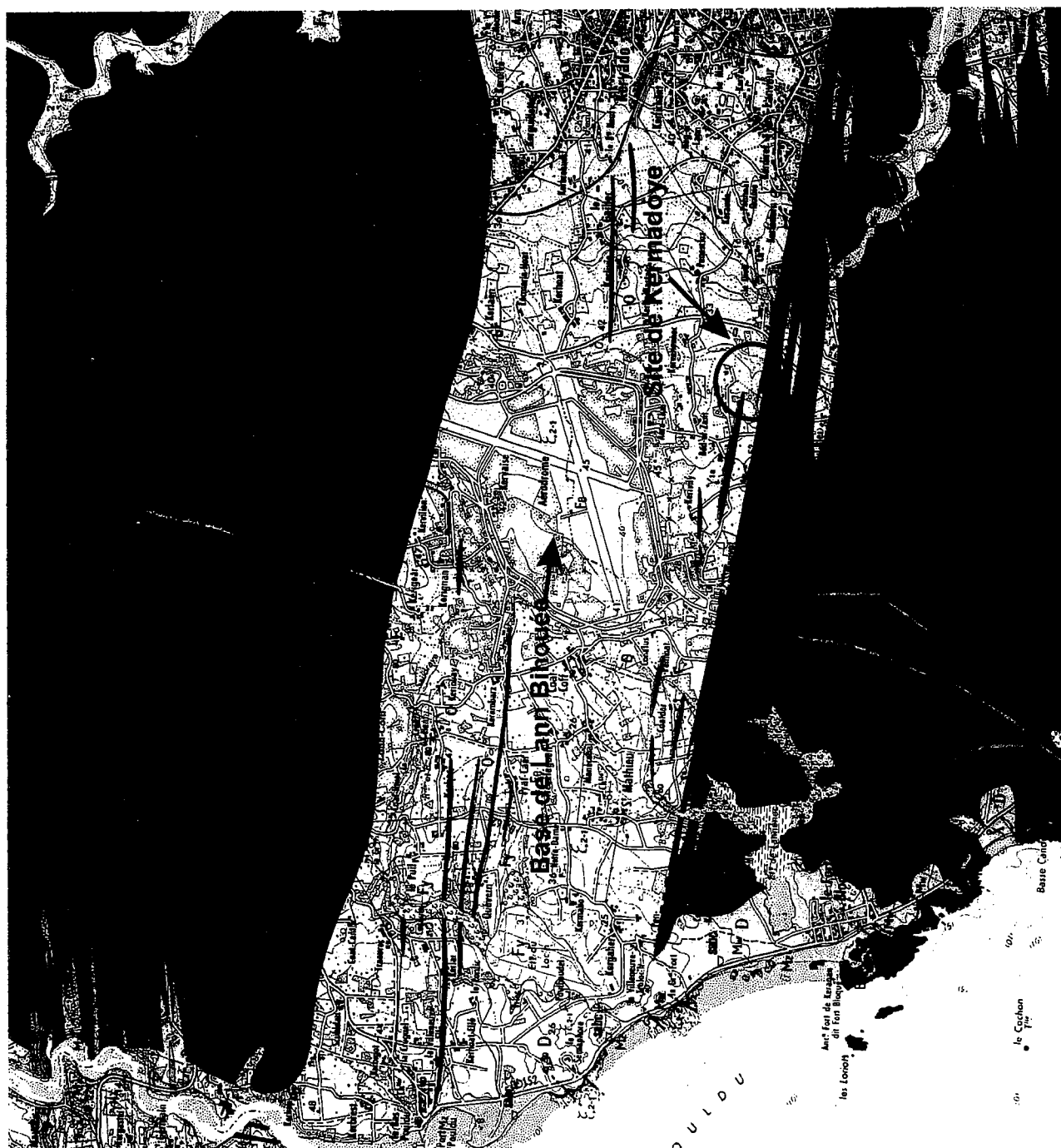


Figure I 5 : Extrait de la feuille de Lorient au 1/50000 (N°383), réalisée par Horrenberger, 1969.

Une caractéristique de ce massif est l'existence de nombreuses zones de roches très altérées. En effet on constate la présence au sud ouest de la zone d'étude, à proximité de la côte, de nombreuses carrières de Kaolin (argiles très fines). L'épaisseur des gisements atteint au maximum soixante mètres. D'importants filons de quartz, orientés N20 et N160, jalonnent ces gisements de kaolins. L'origine de cette kaolinisation résulterait, en fait, de la succession de plusieurs phases d'altération (Bellion, 1976 ; Vallet, 1993) :

- une phase d'altérations hydrothermales, de faible amplitude, précoce, au carbonifère qui a affecté l'ensemble du leucogranite. Cette altération a été attribuée à la circulation de fluides d'origine hydrothermale dans le massif, suite à un épisode de fracturation en fin de cristallisation du granite.

- plus tardivement, à la fin du secondaire, début tertiaire, s'est produite une altération d'origine météorique en climat de type tropical humide, favorable à une hydrolyse qui a principalement affecté les feldspaths. Cette altération est caractéristique car elle est massive et touche tout le massif.

2.3.3.1.1 Caractérisation géologique de la zone : étude structurale.

Ce contact entre granite et micaschistes pose un problème puisque, comme on l'a vu précédemment, la cinématique de mise en place de ce granite s'oppose à celle généralement rencontrée en Bretagne Méridionale. D'autre part la présence de forts débits d'eau, exploitables dans le sous-sol à cet endroit peut être conditionnée par la structure géologique du milieu. A partir de ces deux remarques, il paraît fondamental de caractériser plus précisément ce contact (géométrie, orientation, pendage, épaisseur) et d'essayer de préciser les principales directions de fracturation, rencontrées dans cette lame de granite et à sa bordure.

Nous avons réalisé, en collaboration avec P. Jegouzo et D. Gapais (Géosciences), une étude structurale de la zone, à partir de l'examen systématique des affleurements présents :

- le long de la côte, au nord du lieu dit 'Fort Bloqué', on peut observer une alternance de faciès micaschisteux fortement injectés de filons granitiques de tailles variables et ceci selon des directions moyennes qui varient de N70 à NS. Une étude détaillée au sud de 'Fort Bloqué' a montré qu'à partir de ce point on ne retrouve plus que du granite, fortement injecté de filons de quartz dont les directions varient entre N20-40 et N240-260 comme on peut le voir sur la carte, Figure I 6 a,b. On retrouve ailleurs ce contexte de micaschistes fortement injectés de filons de granite le long de la "pénétrante de Lorient" et le long de la voie ferrée à proximité du site. Dans le cas de Fort Bloqué et de la pénétrante de Lorient, la largeur de transition dépasse le kilomètre. On peut donc penser que cette même configuration d'une injection de filons granitiques au sein des micaschistes sur une épaisseur de plusieurs centaines de mètres, se retrouve au niveau du site expérimental.

- ces nouveaux travaux de terrain montrent que la caractérisation rectiligne du contact granite-micaschistes n'est pas fondée. Ce contact possède généralement une direction moyenne N50-60° et se trouve systématiquement décalé le long d'accidents de direction moyenne N20. Le principal de ces accidents correspond aux filons de quartz qui jalonnent la zone la plus fortement kaolinisée. Un autre accident se situerait dans la zone de forages. S'appuyant sur la présence de stries de friction (observées dans une carrière de la base de Lann Bihouée), la cinématique de ces accidents N20 semblerait correspondre à un jeu de faille normale (pendage moyen de 70 à 80° à l'est) avec abaissement du bloc est.

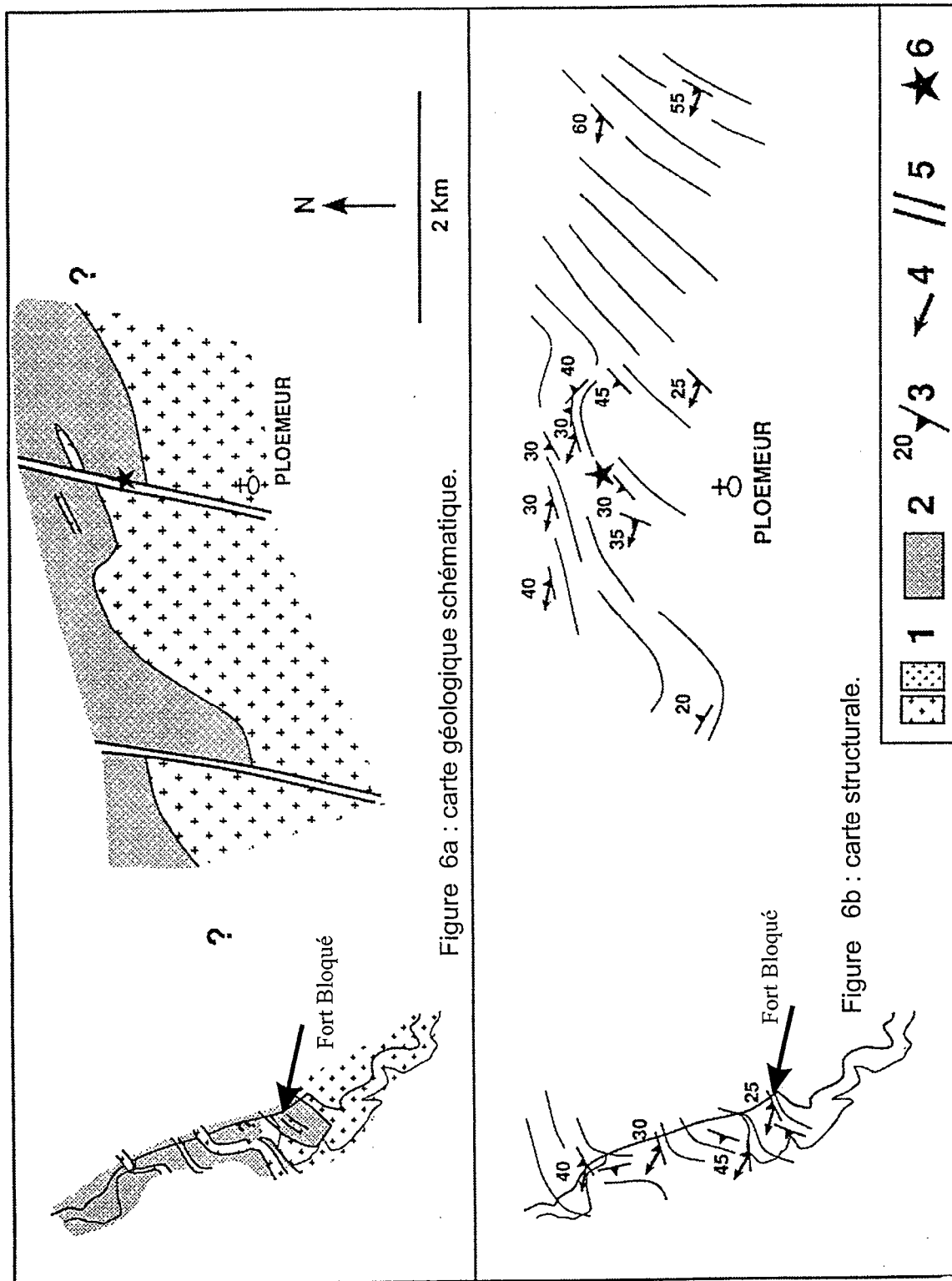


Figure I 6 : Carte structurale.

Arguments structuraux :

L'analyse des critères structuraux (Figure I 6b) nous renseigne sur le pendage et la direction de ce contact micaschistes/granite. Il s'agit d'un contact à faible pendage vers le nord. La présence de structures c/s associées à une linéation plongeant au N290-300, observables sur les affleurements présents le long du contact, indique une cinématique décrochevauchante, synchrone de la mise en place du granite.

2.3.3.1.2 Conclusions.

La zone de forage se situe dans la zone de transition entre des micaschistes au nord et du granite au sud. Cette zone est caractérisée par l'injection de nombreux filons granitiques (issus du pluton) au sein des micaschistes.

Ce contact n'a pas le caractère rectiligne N100, figuré sur la carte à 1/50000°, mais une direction moyenne N50-60°, à pendage N-W, systématiquement décalés par des failles normales N20 avec abaissement du compartiment Est.

Dans sa position actuelle, le contact granite-micaschistes apparaît décro-chevauchant.

2.3.3.2 A l'échelle des forages.

2.3.3.2.1 Analyse des cuttings.

Dans le cadre de la recherche de sites exploitables en eau souterraine menée sur la commune de Ploemeur par le bureau d'étude Géoarmor, 33 forages ont été réalisés sur le territoire de la commune. Dans le cadre de ce travail cinq nouveaux forages ont été réalisés sur la zone à partir de la méthode du marteau 'fond de trou'. La localisation de ces forages est illustrée Figure I 7. Ces cinq forages ont fait l'objet d'un suivi particulier avec prise d'échantillons tous les mètres forés et mesures de débits instantanés. Dans un premier temps, nous allons décrire brièvement les coupes des cinq forages réalisés lors de ce travail et ensuite nous proposerons une synthèse englobant tous les forages localisés sur la zone.

Nouveaux forages :

F34 : Ce forage a été réalisé à 175 m à l'est du forage principal. Il a atteint la profondeur de 107 m et a conduit à un débit instantané de 20 m³/h en fin de forage. Lors du forage on a constaté une augmentation régulière des arrivées d'eau en fonction de la profondeur. L'examen des cuttings montre que le contexte géologique est le même que pour les forages déjà présents sur la zone : une couche d'altérites en surface, surmontant un milieu constitué d'alternance de granite et de micaschistes. Quelques passages de roches oxydées témoignent de la présence de fractures et de circulation d'eau.

F35 : Ce forage est localisé à 60 m de la zone grillagée et situé dans l'axe de la zone de faible résistivité apparente mis en évidence par la méthode VLF. Ce forage, profond de 133 mètres n'a pas traversé de zone très fracturée et donne un débit instantané de 15 m³/h en fin de forage. Comme pour le forage précédent, les arrivées d'eau augmentent de façon régulière en fonction de la profondeur. Concernant l'examen des cuttings, le contexte géologique est principalement micaschisteux avec quelques passages de granites pegmatoïdes. On note aussi la présence d'éléments très oxydés témoignant là aussi de circulations d'eau dans des fractures.

F36 : Ce forage est situé à 240 mètres du forage principal et à 50 mètres d'un ruisseau. Ce forage, profond de 70 mètres, a un débit instantané de 100 m³/h, ce qui correspond au débit le plus important de la zone. Le débit instantané reste faible jusqu'à une forte arrivée d'eau très localisée, elle-même suivie par une seconde. L'examen des cuttings a mis en évidence la présence d'altérites en surface, puis l'alternance de granite et micaschistes ainsi qu'un niveau de plus de 10 mètres de pegmatites fracturées où sont localisées les fortes arrivées d'eau.

MF1 : ce mini-forage a été réalisé dans le parc grillagé à 20 mètres du forage F29. Il a été foré uniquement jusqu'à la limite entre les altérites et la roche saine, rencontrée à 30 mètres de profondeur. Le débit instantané, mesuré en fin de forage à 34 m de profondeur, est de 3 m³/h.

MF2 : ce deuxième mini-forage a été foré entre F36 et la zone grillagée à 130 mètres de MF1. La profondeur de ce forage est de 37 mètres, indicateur d'une épaisseur de roche altérée plus importante que pour MF1. Au niveau des arrivées d'eau celles-ci sont plus faibles puisque l'on mesure un débit instantané en fin de forage de 1 m³/h.

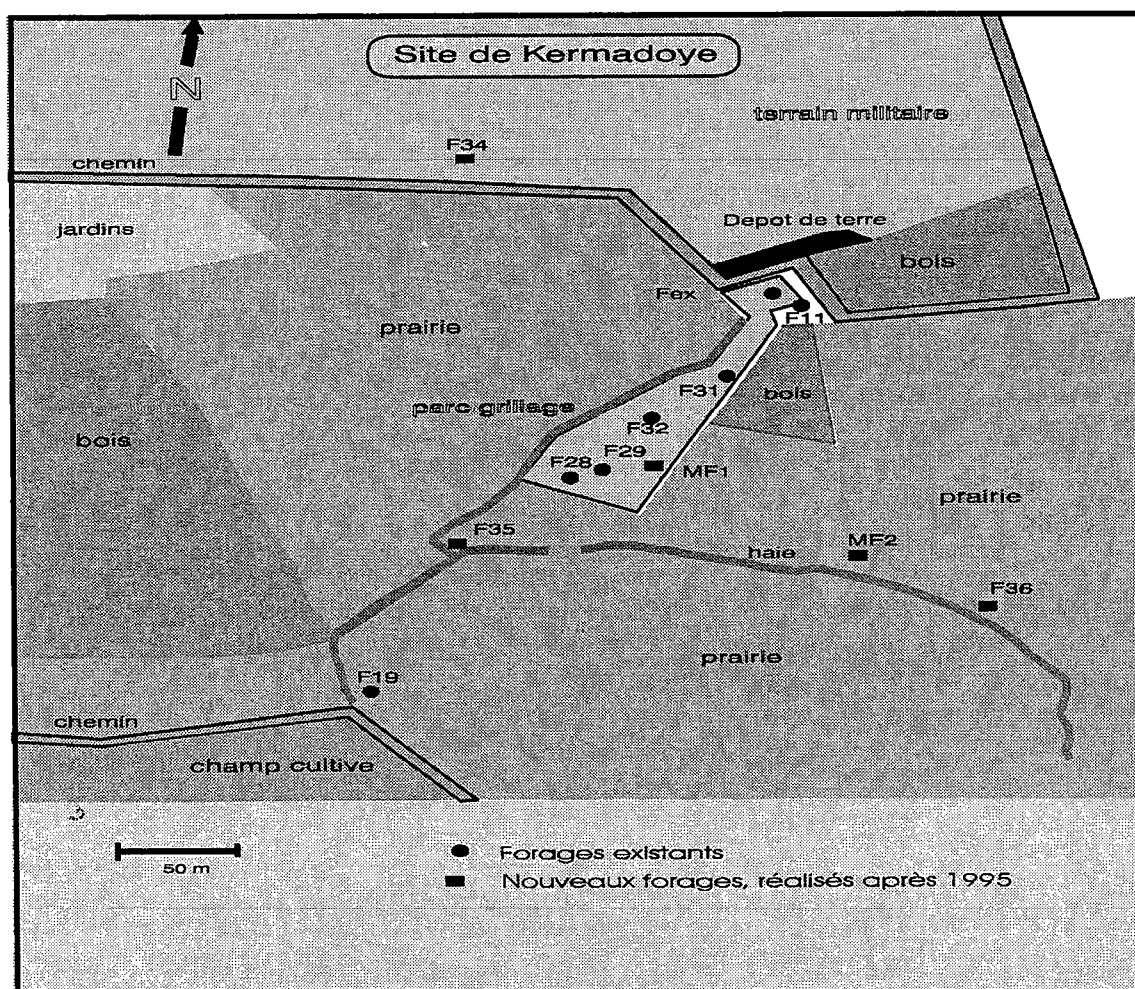


Figure I 7 : Localisation des forages réalisés dans le cadre de ce travail. (les nouveaux forages sont symbolisés par des carrés pleins)

Synthèse des données :

A partir de toutes ces données, nous avons réalisé une synthèse de la géologie et des arrivées d'eau. L'ensemble se traduit par une grande hétérogénéité concernant plus particulièrement les épaisseurs des niveaux traversés et l'importance des arrivées d'eau. Trois unités ayant des propriétés contrastées peuvent être distinguées.

1) Analyse des cuttings

- les altérites :

Un niveau d'altérites composé, suivant la localisation, soit d'arène granitique, soit de micaschistes altérés ou soit d'une alternance des deux ; le plus souvent très argileux. On retrouve ce niveau depuis la surface, jusqu'à une profondeur de 15 et 35 mètres. Aucune arrivée d'eau n'est observée dans ce milieu. On peut prendre comme exemple les mini-forages MF1 et MF2 qui ont été forés juste au-delà de la limite de la zone altérée et dans lesquels uniquement de la boue sortait du forage.

- zone de contact : micaschistes fortement injectés de filons de granites :

Dans un grand nombre de forages on retrouve un niveau de micaschistes sains plus ou moins fortement injecté, suivant la position du puits, de filons de granite. Cette organisation particulière n'est pas surprenante vu que nous sommes situés au niveau du contact entre les formations micaschisteuses et granitiques. On retrouve ce niveau particulier sur une épaisseur maximum de 60 à 70 m avant de traverser le toit du granite proprement dit. La densité de fracture n'est pas la même pour tous les forages. Généralement, elle augmente avec la profondeur. Dans ce cas des arrivées d'eau importantes ont été observées allant jusqu'à des débits instantanés de $51 \text{ m}^3/\text{h}$. C'est le cas par exemple des forages F29 et F28 situés dans le champ captant.

- pegmatites fracturées :

Pour la majorité des forages, on trouve uniquement la présence d'une couche d'altérites surmontant des micaschistes fortement injectés de filons de granite ; le tout, plus ou moins fracturé en profondeur. Au niveau des arrivées d'eau, celles-ci augmentent le plus souvent avec la profondeur. Cependant ce schéma n'est pas applicable à la totalité des forages. En effet dans cinq forages, on note des arrivées d'eau importantes allant jusqu'à des débits instantanés de plus de $100 \text{ m}^3/\text{h}$, localisées au niveau de filons de pegmatites très fracturées. L'épaisseur et la profondeur de ces filons n'indiquent pas une organisation particulière puisqu'on les retrouve entre 50 et 100 m de profondeur.

2) Débits instantanés :

L'étude des débits nous montre une grande variabilité puisqu'il a été mesuré des débits inférieurs à $1 \text{ m}^3/\text{h}$ jusqu'à plus de $100 \text{ m}^3/\text{h}$. Une telle réponse est illustrée Figure I 8, avec comme exemple le forage F36.

Les arrivées d'eau dépendent à la fois de l'intensité de fracturation et du degré de colmatage des fractures par des minéraux secondaires, des oxydes de fer ou des argiles.

La Figure I 9, nous montre la distribution des débits instantanés des forages du site de Ploemeur. On constate que le débit instantané moyen est de 4 fois supérieur au débit moyen du Morbihan et même de la Bretagne (tels qu'ils ressortent des synthèses du BRGM. Il faut préciser que cette synthèse reprend beaucoup d'ouvrages de particuliers à faible demande).

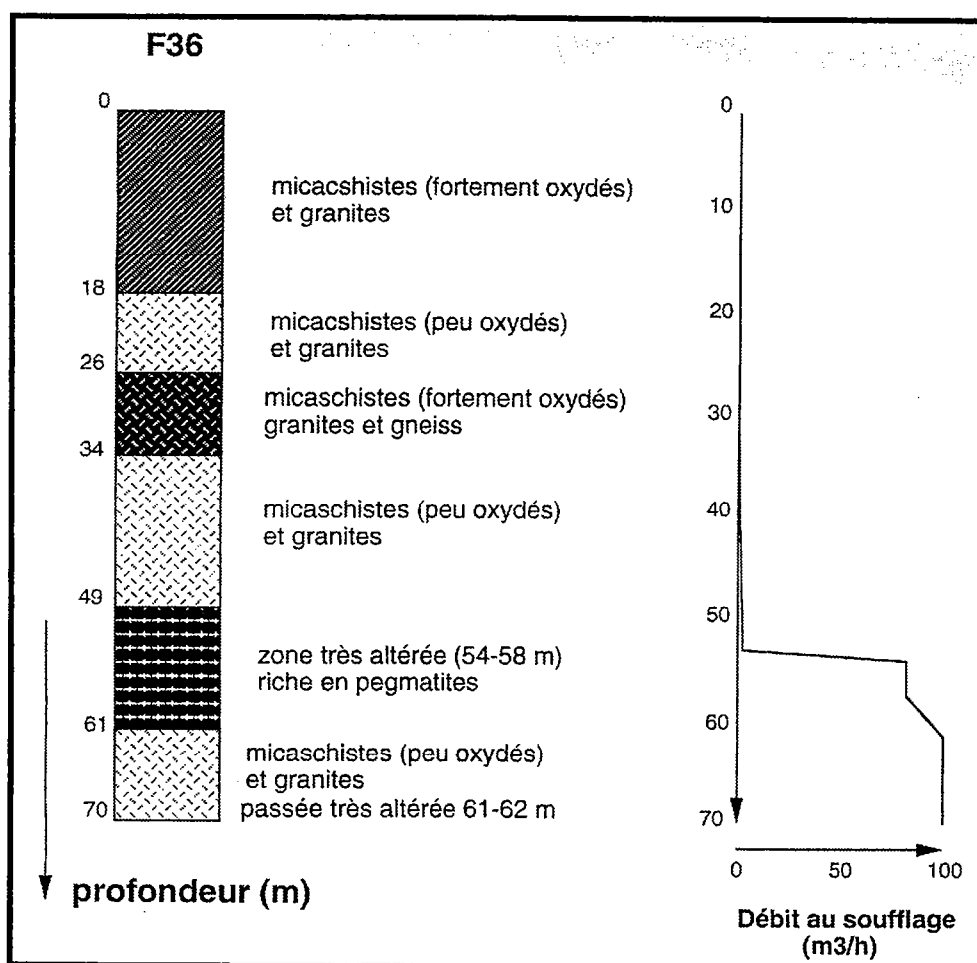


Figure I 8 : Coupe géologique et débit instantané mesuré dans F36.

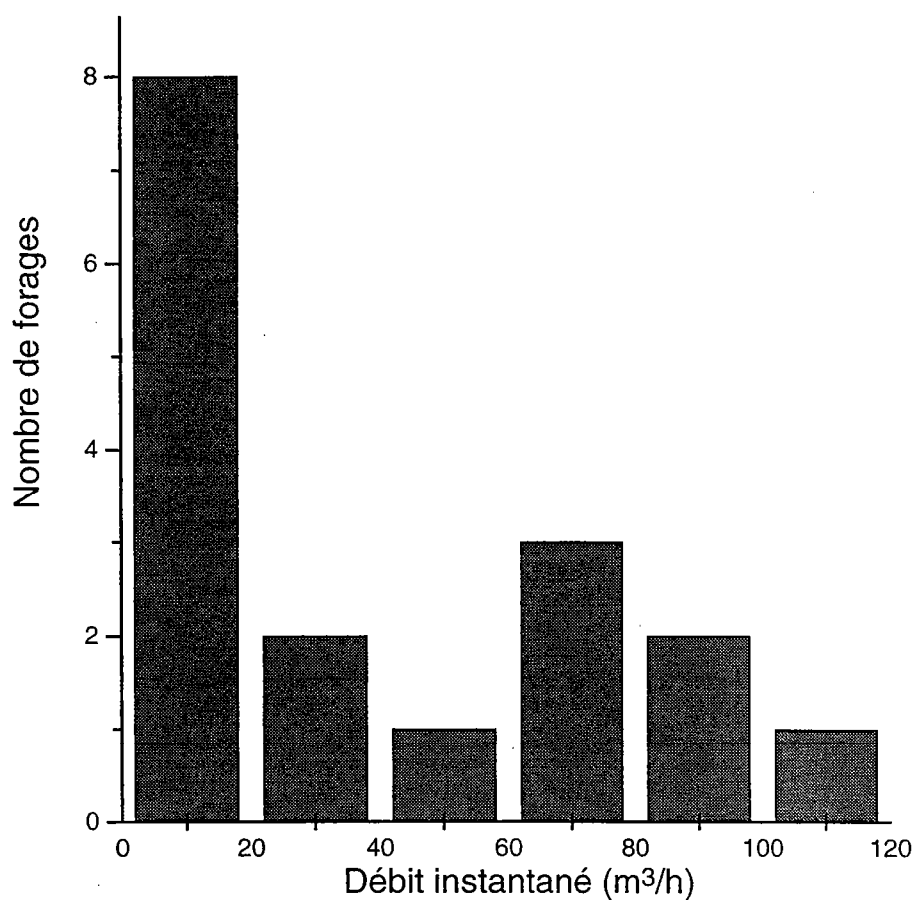


Figure I 9 : Distribution des débits instantanés pour 17 forages situés sur la zone.

Sur les 17 forages de plus de 50 mètres de profondeur, le débit instantané moyen est égal à 40 m³/h ce qui correspond à huit fois le débit instantané moyen calculé à partir de 2000 forages, réalisés entre 1976 et 1990 dans le Morbihan.

En résumé, cette synthèse caractérise une zone d'altérites plutôt très épaisse et très argileuse surmontant un niveau de micaschistes fortement injecté de filons de granite. Dans certains forages la présence de pegmatites très fracturées est systématiquement reliée à des arrivées d'eau locales très importantes.

Dans le Tableau I 1, nous avons regroupé les principales informations concernant la géologie et les arrivées d'eaux de tous les forages présents sur le site. Nous présentons ici une 'carte d'identité géologique' de tous les puits.

Forages	distance à Pe (m)	profondeur du forage (m)	géologie	épaisseur d'altération (m)	débit instantané (m ³ /h)	arrivée d'eau principale (m ³ /h)	profondeur (m)
Pe	0	67	granite/micaschistes	19	>70	2-70	58-67
F6	1484	100	granite	7	32		
F7	693	100	granite/micaschistes	10	15		
F9	543	100	granite	31	25	9-18	64-67
F11	17	100	granite/micaschistes	28	12		
F17	477	100	granite	31	4,2		
F18	182	76	granite	31	13		
F19	328	100	granite/micaschistes	43	85	14-85	67-79
F20	368	100	granite	13	13		
F28	151	100	granite/micaschistes	22	51		
F29	145	103	granite/micaschistes	37	>65		
F30	450	100	granite	15	1		
F31	55.5	103	granite/micaschistes	34	80	25-75	94-98
F32	100	101	granite/micaschistes	37	75	35-70	85-91
F34	179	107	granite/micaschistes	28	20		
F35	213	125	granite/micaschistes	35	15		
F36	235	70	granite/micaschistes	38	100	5-80	54-58
MF1	141	34	micaschistes altérés	31	3		
MF2	172	37	micaschistes altérés	34	1-2		

Tableau I 1 : Synthèse des données disponibles pour tous les forages réalisés. (En gras sont reportés les forages les plus productifs.)

2.3.4 Analyses pétro-chimiques de certains échantillons de roche.

Cette étude n'a pas d'autre prétention que de présenter une 'carte d'identité' de certains cuttings prélevés lors des forages réalisés sur le site. Avoir une idée sur la minéralogie et la chimie des roches est important d'un point de vue de la qualité chimique de l'eau. En effet l'eau de pluie une fois infiltrée va se charger en certains éléments généralement libérés suite à l'altération de la roche. On devrait donc retrouver cette signature en étudiant la qualité des eaux.

2.3.4.1 Analyse pétrologique.

Des lames minces ont été réalisées à partir des cuttings échantillonnés lors du forage afin d'étudier la texture, la minéralogie du granite et des micaschistes et des recherches de témoins de la déformation. Ces lames minces ont été étudiées par microscopie en mode transmission, en collaboration avec P. Jegouzo et en mode réflexion en collaboration avec J. J. Chauvel (Géosciences).

Au regard de l'hétérogénéité du milieu, il est important de préciser que ces lames minces sont révélatrices de l'endroit et de la profondeur échantillonnée. Néanmoins elles reflètent globalement les propriétés pétrologiques qu'il s'agisse du granite ou des micaschistes. Deux échantillons de micaschistes et de granites ont été sélectionnés à partir des cuttings des 3 forages réalisés F34, F35 et F36, provenant à la fois de zones saines et de zones fracturées.

2.3.4.1.1 Texture :

granite : texture grano-lépidoblastique avec une taille de grain moyen généralement supérieur au millimètre.

micaschistes : granoblastique avec une taille de grain moyen généralement de l'ordre de quelques micromètres.

2.3.4.1.2 Minéralogie :

Observation par microscope à transmission :

1) granite/pegmatites :

Les principaux minéraux observés sont les suivants :

- Quartz engrenés.
- Felspath potassique : orthoses perthitiques souvent très grandes.
- Plagioclase, maclé albite.
- Phyllosilicates :
 - biotite le plus souvent chloritisée.
 - muscovites dominantes.
 - Minéraux accessoires : opaques, grenat.

2) micaschistes :

Les principaux minéraux observés sont les suivants :

- Quartz dominant.
- Plagioclase, maclé albite.
- Phyllosilicates :
 - biotites le plus souvent chloritisées.
 - muscovites dominantes.

2.3.4.1.3 Témoins de la déformation :

Les témoins de la déformation ne sont pas observés dans tous les échantillons recueillis ce qui traduit une différence dans l'intensité de la déformation :

- des extinctions roulantes ont été observées au niveau de grains de quartz et des feldspaths indiquant que ces minéraux sont déformés.
- la cicatrization des fractures des minéraux (en particulier des feldspaths des granites) est assurée par de petits cristaux de quartz.
- les minéraux, en particulier des feldspaths, montrent des fractures colmatées par du quartz en petits grains.
- de nombreuses structures de type 'poisson' ont été observées au niveau des minéraux en particulier des muscovites.

Observation par microscopie à réflexion :

Ce mode d'utilisation du microscope permet d'identifier les minéraux faisant partie du groupe appelé "opaques", mis en évidence dans les lames minces en mode de microscopie à transmission. De la micro-pyrite a ainsi été observée par cette méthode dans des fragments de roche très altérés provenant des forages F36 et F35. Concernant F36, l'altération et les recristallisations de pyrite liées à la tranche du forage où est localisée une importante arrivée d'eau, à savoir la zone de pegmatites très fracturées (54-55 m de profondeur).

2.3.4.2 Analyses chimiques des roches.

Suite à l'étude pétrologique de nos cuttings, nous avons déterminé la composition chimique des roches présentes sur le site. Cela a notamment une importance par rapport à la qualité de l'eau.

Nous avons sélectionné à partir des cuttings des forages F34, F35 et F36 un certain nombre d'échantillons de roches pour analyse des majeurs. Pour chaque forage, nous avons choisi deux échantillons de granite et deux échantillons de micaschistes provenant à la fois de zones saines et de zones fracturées. Les analyses ont été réalisées à partir de la méthode de spectrométrie. Les résultats de ces analyses des éléments majeurs sont reportés dans le Tableau I 2 :

Echantillon N°	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	TiO ₂ (%)	P ₂ O ₅ (%)	P.F	Total (%)
granite/pegmatites												
F34 (56-57 m)	73,50	14,17	0,98	0,01	0,17	0,63	3,46	4,71	0,16	0,26	0,5	98,5
F34 (83-83 m)	73,99	15,27	0,49	0,01	0,1	0,42	4,11	4,31	0,11	0,25	0,8	99,88
F35 (93-94 m)	73,73	14,68	0,39	0,01	0	0,27	4,34	4,66	0,02	0,2	0,49	98,8
F35 (104-105 m)	74,28	14,97	0,27	0,02	0	0,28	,81	2,95	0	0,32	0,46	99,36
F36 (54-55 m)	73,41	14,38	0,34	0,01	0	0,29	3,16	6,49	0,01	0,22	0,82	99,15
F36 (61-62 m)	74,66	14,14	0,44	0,04	0	0,31	5,03	3,31	0,03	0,25	0,45	98,87
micaschistes												
F34 (87-88 m)	70,99	15,39	3,67	0,05	1,14	0,46	1,09	4,18	0,61	0,14	1,72	99,44
F34 (101-102 m)	68,57	16,03	3,05	0,05	1,32	0,72	1,23	5,93	0,47	0,15	1,47	98,99
F35 (69-70 m)	73,57	12,21	3,64	0,05	1,45	0,88	2,1	2,81	0,57	0,15	1,24	98,67
F35 (131-132 m)	61,01	18,19	6,11	0,1	2,71	1,2	2,55	3,96	0,82	0,17	2,02	98,83
F36 (39-40 m)	72,46	14,29	3,34	0,03	0,96	0,3	2,38	2,94	0,56	0,1	1,7	99,06
F36 (69-70 m)	64,68	16,6	6,08	0,08	2,57	0,92	2,12	3,94	0,68	0,15	1,14	99,23

Tableau I 2 : Analyses des éléments majeurs, réalisés sur certains échantillons caractéristiques.

Il aurait été possible d'utiliser un grand nombre de diagrammes géochimiques pour caractériser les données ainsi obtenues. Nous avons retenu le diagramme SiO₂/ Fe₂O₃ qui est, en raison de la pauvreté des granites en minéraux ferro-magnésiens (biotites en particulier), le plus discriminant pour séparer les deux types de roches étudiées.

Les granites présentent des valeurs moyennes de 72-75% en ce qui concerne SiO₂ pour une valeur de Fe₂O₃ qui n'atteint jamais 1% et témoigne donc d'une remarquable homogénéité géochimique. Ces données sont strictement identiques à celles précédemment obtenues sur d'autres échantillons provenant du granite de Ploemeur et que nous avons reprises et reportées dans le graphe, Figure I 10.

Les micaschistes quant à eux, voient leurs points représentatifs se disperser dans le diagramme. Ceci reflète les hétérogénéités initiales de roches sédimentaires ou volcanosédimentaires dont ils dérivent.

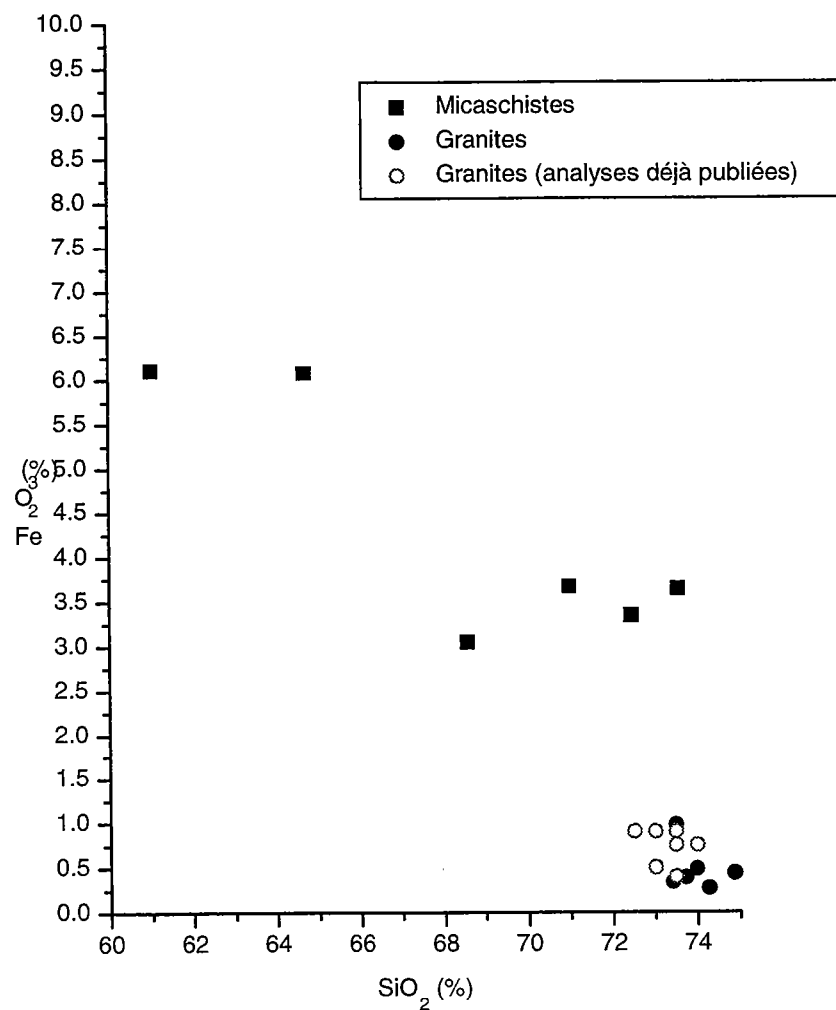


Figure I 10 : Dans un diagramme $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, nous avons reporté les échantillons de cuttings provenant du site de Kermadoc ainsi que d'autres échantillons de granites prélevés sur d'autres sites de Ploemeur.

2.3.5 Modèles géologiques : synthèse des données.

2.3.5.1 Proposition d'un modèle géologique 3D de la zone.

A partir de tous les éléments qui viennent d'être exposés nous proposons un modèle géologique 3D de la zone, Figure I 11. La présence de structure c/s en bordure nord du massif de granite de Ploemeur nous indique que la mise en place du granite est syntectonique avec un déplacement relatif des micaschistes du toit vers le sud-est et une composante en faille inverse. Dans ce modèle, en plus de la composante chevauchante, nous considérons une composante extensive sous forme de failles listriques d'orientation N20 qui se rejoignent en profondeur pour former une zone de décollement d'extension régionale. Ces failles normales ont pour conséquence de faire basculer les blocs, leur donnant une orientation N50-60, ce qui provoque ainsi un décalage du contact granite-micaschistes selon une orientation N20. Sur le terrain, dans une carrière située dans la base aéronavale, un tel fonctionnement a été observé avec comme témoin la présence de stries qui indiquent un fonctionnement avec abaissement du compartiment Est. Aujourd'hui, suite à une érosion importante au secondaire, du fait des conditions climatiques particulières, toute la zone a été nivelée masquant ainsi le basculement des différents blocs.

2.3.5.2 Proposition d'un modèle géologique 3D du site.

En considérant toutes les données géologiques disponibles sur le site, nous avons construit le modèle géologique illustré, Figure I 12. Ce modèle correspond en fait à un zoom de la zone où est localisée la faille normale, d'orientation N20.

A partir de ce modèle, nous retrouvons les deux composantes présentées précédemment : faille verticale orientée N20 et décro-chevauchement de direction N50-60°. La zone de contact, composée de micaschistes fortement injectés de filons de granite, aplite, pegmatites et quartz, large d'un kilomètre, est très fracturée, en particulier les pegmatites. Au niveau fracturation on a une dualité entre la fracturation à pendage NW et fracturation verticale qui recoupe le contact granite-micaschistes.

L'importance du réservoir au niveau du site de Kermadoye doit être liée à ce contexte géologique particulier, qui est unique en Bretagne sud.

En plus de la structure géologique, nous avons reporté les épaisseurs d'altérites, leur nature et la topographie générale du site. On constate que les épaisseurs d'altération sont les plus importantes au niveau de la zone de contact puisqu'elles sont de l'ordre de 30 mètres. Dans la roche saine, plus au sud ou au nord, la couche altérée est largement moins épaisse, de l'ordre d'une dizaine de mètres. Cela correspond aux épaisseurs moyennes d'altération que l'on trouve en Bretagne sur socle sain.

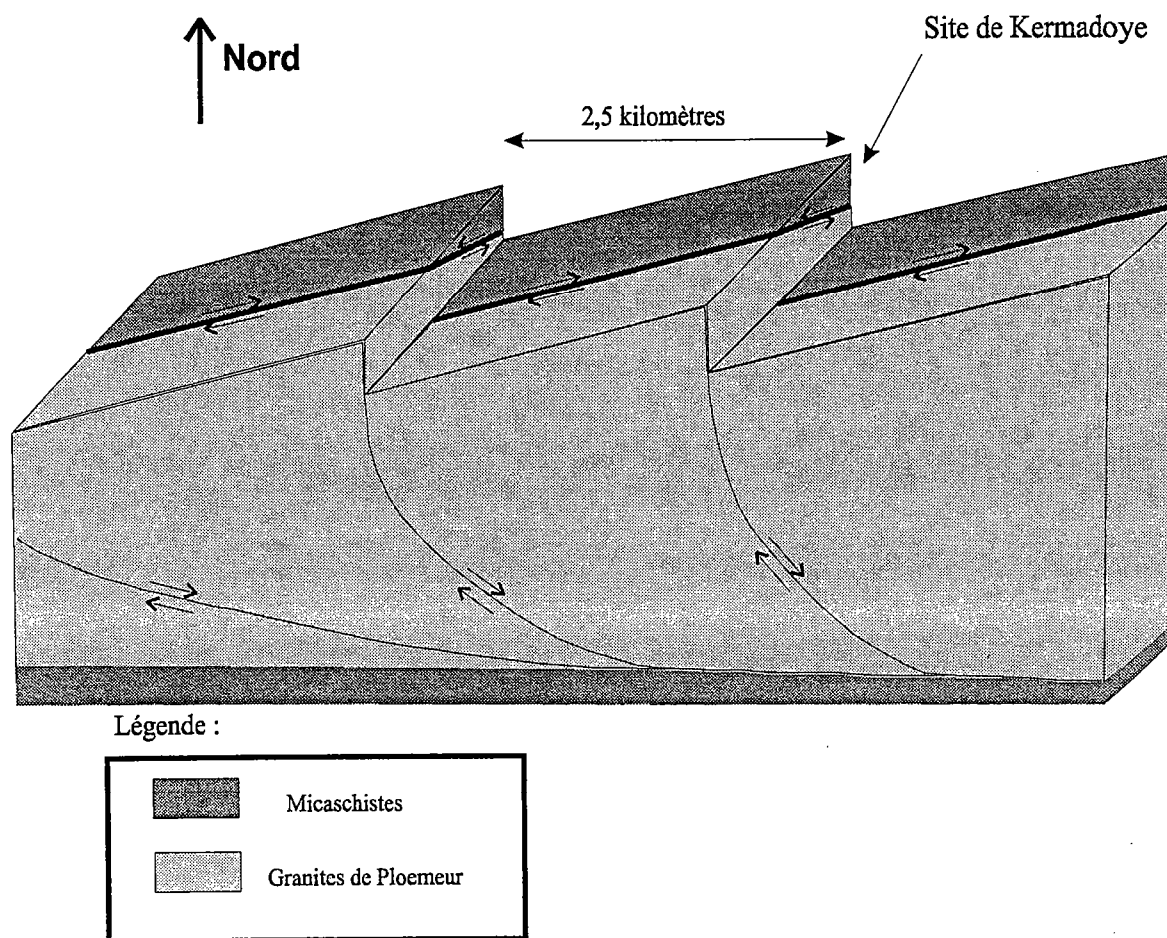


Figure I 11 : Modèle géologique 3D de la zone.

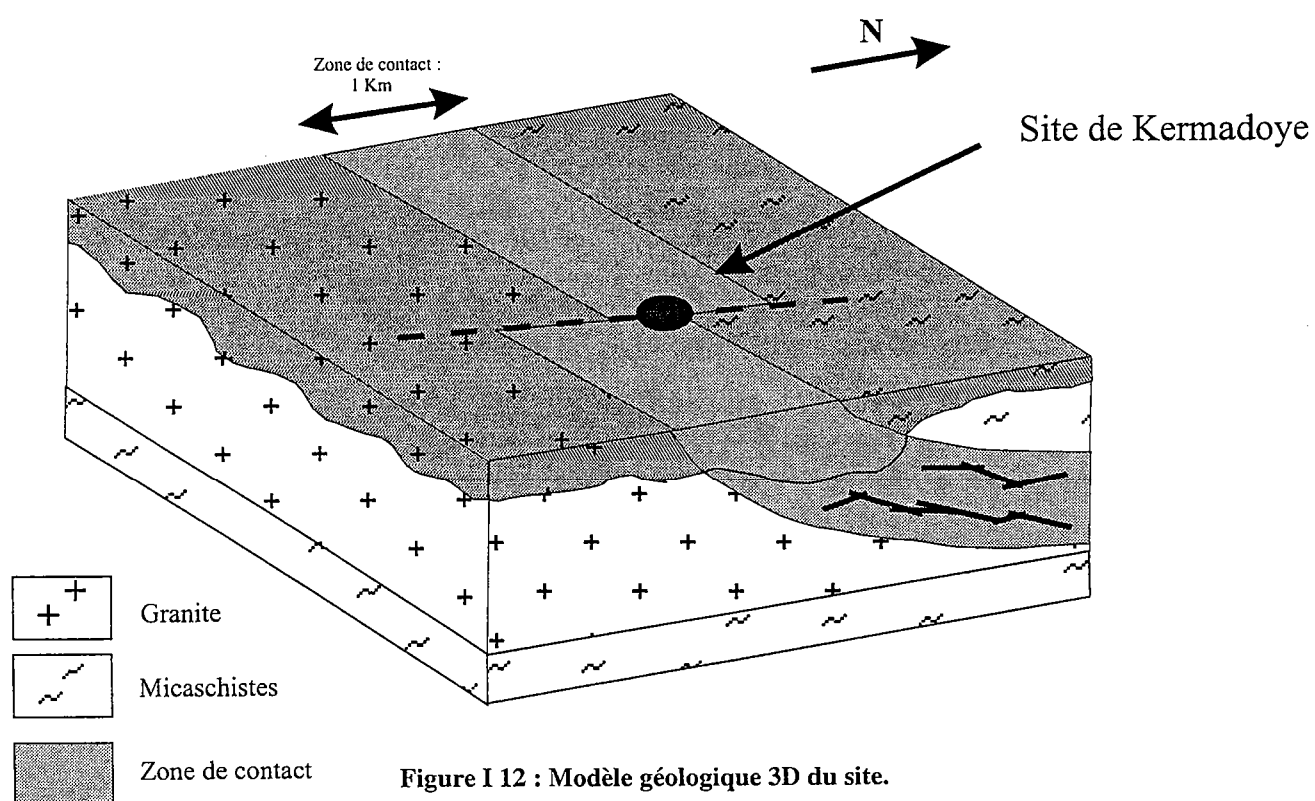


Figure I 12 : Modèle géologique 3D du site.

2.4 Conclusions.

Dans cette partie nous avons situé géographiquement et présenté le contexte géologique dans lequel notre site d'étude se trouve. A partir d'une étude structurale, de la réalisation de cinq nouveaux forages et de la synthèse des données géologiques existantes, nous proposons un modèle géologique 3D à l'échelle de la zone et du site de Kermadoye. Comme pour les autres granites carbonifères (Sarzeau, Guérande ...), nous avons retrouvé des témoins nous indiquant l'influence d'une tectonique extensive à l'origine de la déformation.

L'analyse des cuttings et des débits instantanés nous a indiqué que les arrivées d'eau très importantes sont localisées au niveau de filons de pegmatites. Ces dernières se retrouvent localisées au niveau de la zone de contact à pendage NW. Mis à part les piézomètres F30 et F17, tous les autres puits, localisés au niveau de la zone de contact, ont des débits instantanés qui atteignent, au minimum, 10 m³/h indiquant ainsi l'importance de la fracturation au niveau du site de Kermadoye. Comme nous l'avons précisé précédemment, la comparaison avec d'autres forages dans le Morbihan et en Bretagne, nous a montré que les débits instantanés des forages réalisés sur le site de Kermadoye, sont largement supérieurs à la moyenne (Synthèse BRGM, 1990).

3. DESCRIPTION GEOPHYSIQUE DU SITE.

3.1 Introduction.

Dans la partie précédente, nous avons présenté le contexte géologique dans lequel se trouve notre site d'étude et proposé un modèle géologique 3D de la zone.

Dans les régions de socle comme en Bretagne, l'implantation des forages se fait, principalement, au niveau de zone de fractures verticales par lesquelles s'infiltré l'eau dans le sous-sol. A Kermadoye, on a constaté que des arrivées d'eau très importantes sont localisées entre 50 et 100 mètres de profondeur, au niveau de zone de fracture sub-horizontale. De ce fait, la compréhension du fonctionnement hydrogéologique de ce nouveau modèle d'aquifère, nécessite une bonne connaissance de la géométrie de la zone ce qui implique de connaître :

- la structure générale du site.
- de détecter une zone de fracture horizontale, discontinue très productrice en eau et correspondant à des filons de pegmatites fracturées, d'épaisseur maximum 10 m et localisés à des profondeurs entre 50 à 100 mètres.
- la géométrie du contact entre la zone de roche altérée, superficielle et la roche saine.

Ainsi des réponses concernant la structure générale vont nous être apportées grâce à l'utilisation de méthodes géophysiques de subsurface, appropriées pour ce type de milieu. Ces méthodes sont basées sur la mesure de propriétés physiques de la roche qui sont fonction, à la fois, de la nature et de l'état de la roche et de son contenu en eau.

3.2 Diagraphies différées.

3.2.1 Introduction.

Les diagraphies ont d'abord été très largement développées dans le domaine pétrolier pour la caractérisation de l'environnement géologique proche du forage. En couplant différents outils, il est ainsi possible de quantifier des paramètres physiques de la roche et de localiser la présence de gisements pétrolifères (Serra, 1979).

Depuis une vingtaine d'années, de nombreux outils de diagraphies, issus du domaine pétrolier, ont été développés pour des applications de subsurface :

- génie civil (Piwakowski, 1997).
- caractérisation de sites en vue du stockage des déchets nucléaires (Stripa Project, Grimsel...).
- caractérisation de systèmes hydrogéologiques (Chapelier, 1987 ; Stadelhofen, 1991 ; Paillet, 1989 ; Hsieh et al, 1993).

Dans le cadre de ce travail, des diagraphies ont été réalisées afin de préciser l'environnement géologique autour de chaque puits et de localiser plus précisément les zones de fractures. Ces renseignements vont être particulièrement importants pour :

1) l'interprétation des expérimentations géophysiques (sismique réflexion haute résolution, panneaux électriques) : une meilleure connaissance de la géologie autour des puits va permettre de caler et d'affiner l'interprétation des mesures électriques et sismiques.

2) la qualité de l'eau : des échantillons d'eau sont prélevés au niveau des zones les plus fracturées où sont localisées les arrivées d'eau les plus importantes.

Ces diagraphies ont été réalisées avec du matériel loué à la société ABEM (France), en collaboration avec le bureau d'étude Géoarmor.

3.2.2 Principe et mise en œuvre des diagraphies.

L'intérêt de la prospection par diagraphies provient du fait que l'on couple plusieurs sondes, ce qui permet plusieurs types de mesures et ainsi présente l'avantage de mieux contraindre les interprétations.

Les paramètres physiques classiquement mesurés en hydrogéologie sont les suivants : température de l'eau dans le forage, résistivité électrique, rayonnement gamma, vitesse des ondes acoustiques, densité de la roche, vitesse de circulation verticale de l'eau dans le puits.

3.2.2.1 Matériel utilisé.

Ce matériel comprend (Figure I 13) :

- plusieurs types de sondes (températures de l'eau, résistivité électrique, polarisation instantanée et rayonnement gamma).
- deux électrodes que l'on dispose à 30 m du forage (utilisées uniquement pour les diagraphies de résistivité électrique).
- un treuil manuel avec câble.
- un trépied pour centrer l'outil dans le forage.
- le système Wellmac (ABEM) qui permet la commande, l'acquisition et la visualisation des données.
- un ordinateur portable pour le pilotage du système Wellmac et pour le stockage des données.

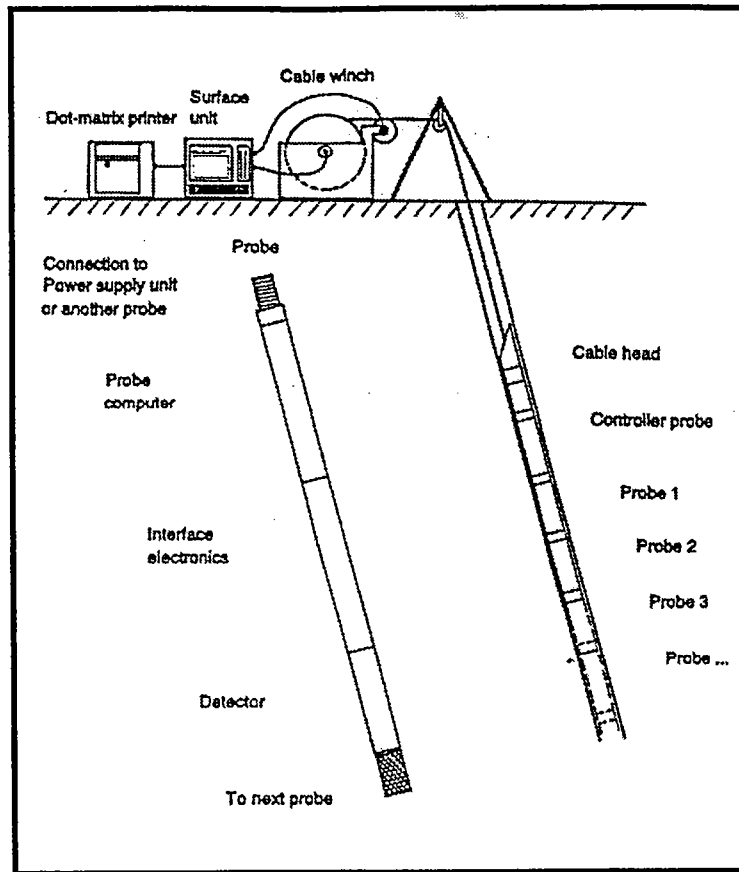


Figure I 13 : Matériel utilisé lors de la réalisation des diagraphies.

3.2.2.2 Diagraphies réalisées.

Lors de cette prospection, plusieurs types de diagraphies ont été réalisés : log de température de l'eau dans le forage, logs électriques (résistivité électrique, polarisation spontanée, polarisation induite) et log de rayonnement gamma. On appelle un log, l'évolution avec la profondeur, du paramètre physique mesuré.

3.2.2.2.1 sonde de température :

Cette sonde permet de mesurer l'évolution en fonction de la profondeur, de la température de l'eau dans le forage. Des variations de température mettent en évidence des arrivées d'eau nouvelles localisées au niveau de fractures que recoupe le forage.

Les mesures sont exprimées en degré Celsius et la résolution de la sonde utilisée est, d'après la notice technique, de 1/100°C (Notice technique, ABEM, 1992).

3.2.2.2.2 sonde électrique :

Cette sonde permet la réalisation de 5 types de mesures grâce à 5 dispositifs d'électrodes différents :

☉ log de résistivité :

La résistivité électrique est mesurée à l'aide de deux dispositifs qui se distinguent par leur profondeur de pénétration. La résistivité électrique va être fonction de la nature des roches autour du forage, de la porosité ainsi que de la qualité de l'eau dans le puits et des nouvelles arrivées d'eau.

- dispositif normal ou pôle-pôle.

Dans cette configuration, on dispose une électrode de courant A, à proximité d'une électrode de potentiel M dans le forage et on mesure le potentiel V_M . Les deux autres électrodes sont considérées comme étant à l'infini (Figure I 14a).

Le potentiel V_M est égal à : $V_M = \frac{\rho I}{4\pi AM}$

Avec

ρ : résistivité électrique du milieu ($\Omega.m$)

I : intensité (A)

d'où $\rho = K \frac{\Delta V}{i}$ avec $K = 4\pi AM$

Avec une intensité constante, l'enregistrement en continu du potentiel permet d'obtenir l'évolution de la résistivité apparente de la roche environnant le forage, en fonction de la profondeur. Cette technique permet la détection d'anomalies de résistivité telles que celles produites par des zones de fractures.

Deux enregistrements de la résistivité sont réalisés en prenant des écartements AM respectivement de 40 cm (Normale 16) et de 160 cm (Normale 64). L'écartement le plus grand permet, en théorie, de mesurer la résistivité d'un volume plus important autour du forage. Pour un milieu homogène la profondeur d'investigation est égale à deux fois l'écartement (Sierra, 1976 ; Chapelier, 1987).

- dispositif latéral.

Ce dispositif est constitué de trois électrodes qui se déplacent de façon solidaire comme cela est illustré sur la Figure I 14b. Les deux électrodes de potentiel M et N sont très proches l'une de l'autre alors que l'électrode de courant B est rejetée à l'infini. On mesure dans ce cas la différence de potentiel entre deux électrodes M et N, situées sur deux surfaces équipotentielles sphériques concentriques par rapport à A.

Le potentiel en M est donné par : $V_M = \frac{\rho I}{4\pi AM}$

Le potentiel en N est donné par : $V_N = \frac{\rho I}{4\pi AN}$

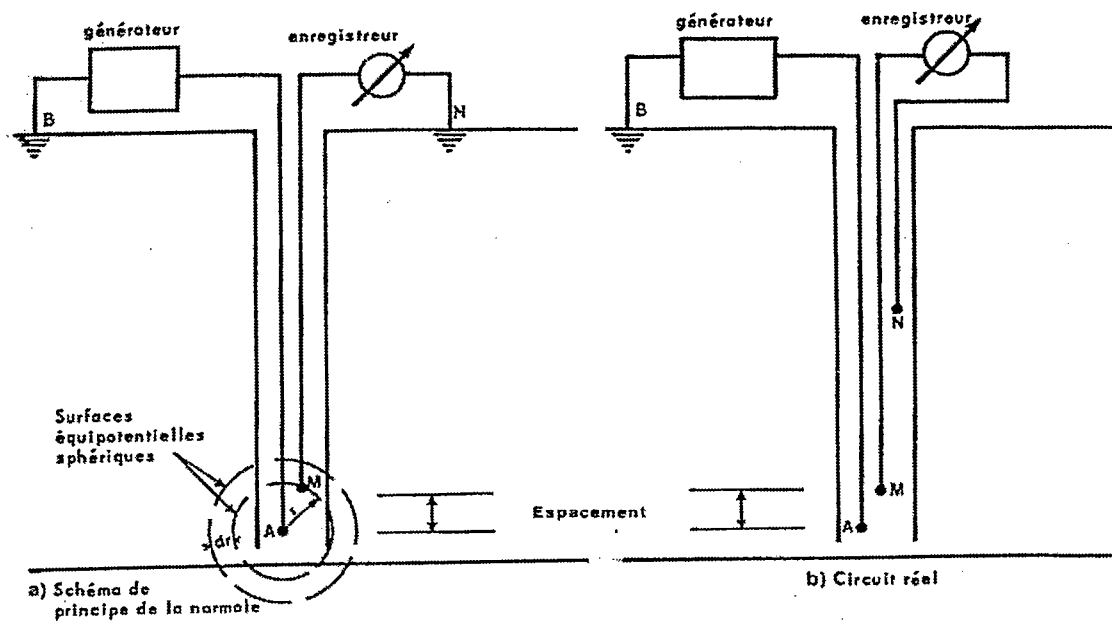
d'où : $\Delta V = \rho I \frac{MN}{4\pi AM . AN}$

soit une résistivité apparente $\Rightarrow \rho_a = K \frac{\Delta V}{I}$

Ce dispositif, comme le précédent, permet de différencier des zones qui ont des propriétés électriques différentes dans le sous-sol mais il apparaît plus efficace en milieu résistant. Pour un milieu homogène, la profondeur d'investigation attendue avec ce dispositif est égale à la distance AO, comme illustré Figure I 14b (Serra, 1979).

Les mesures de résistivités apparentes sont exprimées en $\Omega.m$.

a)



b)

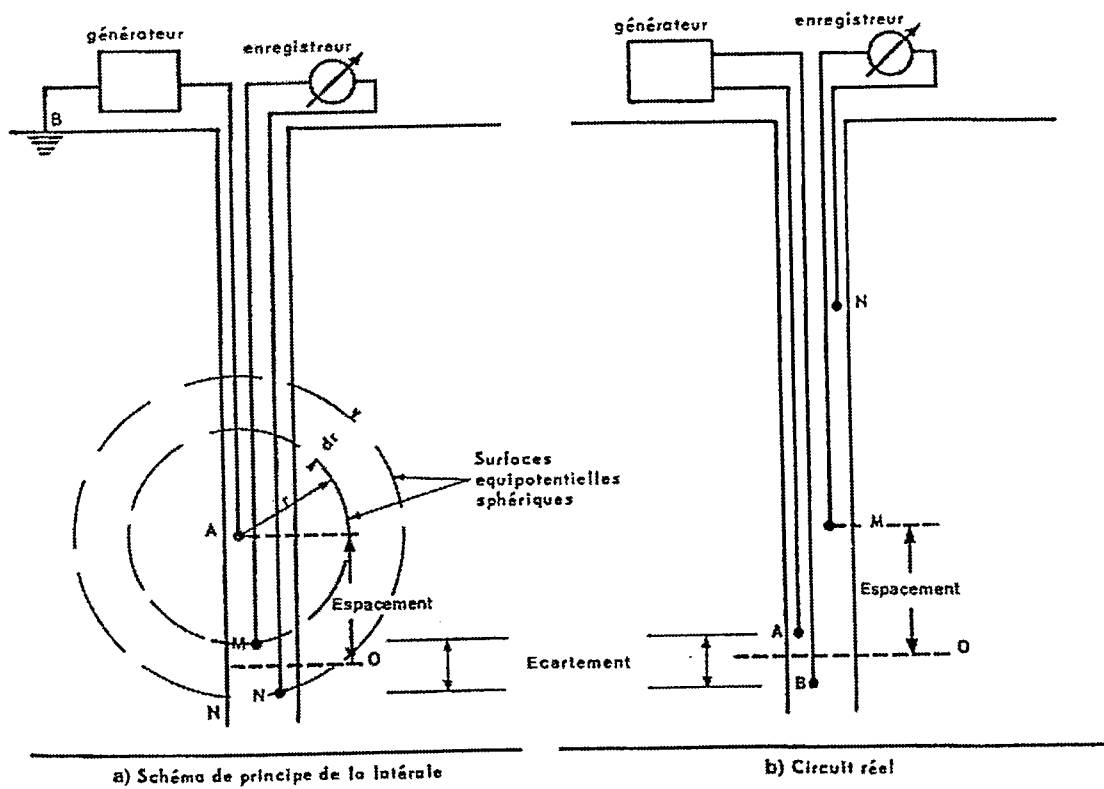


Figure I 14 : a) Dispositif pôle-pôle, b) Dispositif latéral.
(figure d'après O. Sierra, 1979).

☉ *dispositif PS ou polarisation spontanée.*

La polarisation spontanée est la différence entre le potentiel fixe, d'une électrode de surface et le potentiel variable, d'une électrode se déplaçant dans un forage. La polarisation spontanée est mesurée en millivolt. Ce phénomène est relié principalement à deux phénomènes (Serra, 1979 ; Chapelier, 1987) :

- . électrocinétique : lorsqu'un électrolyte donné, traverse un milieu poreux.
- . électrochimique : lorsque deux types de fluide, de salinité différente, entrent en contact rapidement.

☉ *dispositif IP ou polarisation induite.*

Lorsqu'un courant est appliqué entre deux électrodes, il arrive très souvent qu'une différence de potentiel subsiste après l'avoir coupé. La circulation du courant électrique a donc polarisé électriquement le sous-sol. Cette mesure, appelée Polarisation Induite, est très utilisée, notamment pour la détection des filons de sulfures dans les milieux sédimentaires. Dans les roches silicatées, les sulfures se rencontrent principalement sous forme de pyrite.

Ce paramètre est exprimé en pourcentage ce qui nous renseigne uniquement sur l'importance qualitative de la présence de pyrite dans le milieu et non sur son importance quantitative, en unité de volume ou unité de masse de pyrite. Une valeur de 100% va correspondre à une chargeabilité maximum

L'inconvénient majeur des diagraphies électriques est qu'elles sont influencées par la présence d'un tubage PVC. Si le tubage est plein, le PVC étant un matériau résistant, les lignes de courant ne pourront pénétrer dans la roche et la résistivité mesurée correspondra à celle du PVC. Ces diagraphies ne sont donc utilisables que dans les parties crépinées du tubage PVC, équipant le forage.

3.2.2.3 Sonde de rayonnement gamma :

Cette sonde permet de mesurer le rayonnement radioactif naturel des roches à proximité du forage. L'origine de ce rayonnement provient de la présence dans la roche de certains isotopes radioactifs dont les principaux sont l'uranium ^{238}U , le thorium ^{232}Th et le potassium ^{40}K . Des variations dans l'émission de rayonnement radioactif sont ainsi susceptibles de mettre en évidence des différences dans la lithologie.

Parmi les roches qui présentent des radioactivités les plus élevées, on trouve celles qui contiennent principalement des minéraux tels que les feldspaths potassiques, les micas et les argiles (D. Chapelier, 1987). Dans un contexte de roches silicatées, les granites/pegmatites correspondent aux roches les plus radioactives. Le degré de radioactivité va être renforcé par la présence d'argiles, localisés dans les roches altérées.

La mesure du rayonnement gamma naturel total se fait à l'aide d'un compteur à scintillation. L'action du rayonnement gamma sur un cristal de iodure de sodium (INa) a pour conséquence la libération d'un photon. Cette photon-émission est ensuite transformée par un photomultiplicateur en énergie électrique et amplifiée afin de devenir mesurable. L'intensité lumineuse est proportionnelle à l'énergie des photons gamma qui est produite. L'unité de mesure du rayonnement gamma correspond à un nombre de coup, enregistré par seconde encore appelé (Cps).

3.2.2.3 Protocole de mesure.

Pour des raisons pratiques, les sondes ne peuvent être toutes raccordées ensemble. Un ordre d'exécution des différentes diagraphies a donc été défini :

Ordres de passage	Sondes
. premier passage :	sonde de résistivité et sonde de température
- en descente	→ log de température
- en remontée	→ logs de résistivité
. deuxième passage :	sonde de résistivité et sonde gamma
- en remontée	→ log IP et log Gamma

Le système Wellmac est piloté à partir d'un logiciel, dont le protocole de mesure a été préalablement défini au laboratoire, et qui est répété à chaque passage dans un nouveau puits.

Pour tous les forages, les paramètres de mesure ont été les suivants :

- pas d'échantillonnage : 0,1 m.
- vitesse maximum de descente des sondes : 6 mètres/minute (recommandée par le constructeur).

Ce protocole a été appliqué dans neuf forages localisés dans un rayon de 600 m autour du forage principal. Les diagraphies ont été réalisées dans tous les puits dont le diamètre permettait d'introduire les sondes. Les puits investigués sont les suivants : F9, F11, F19, F28, F30, F34, F35, MF1 et MF2 (carte de localisation, Figure I 15).

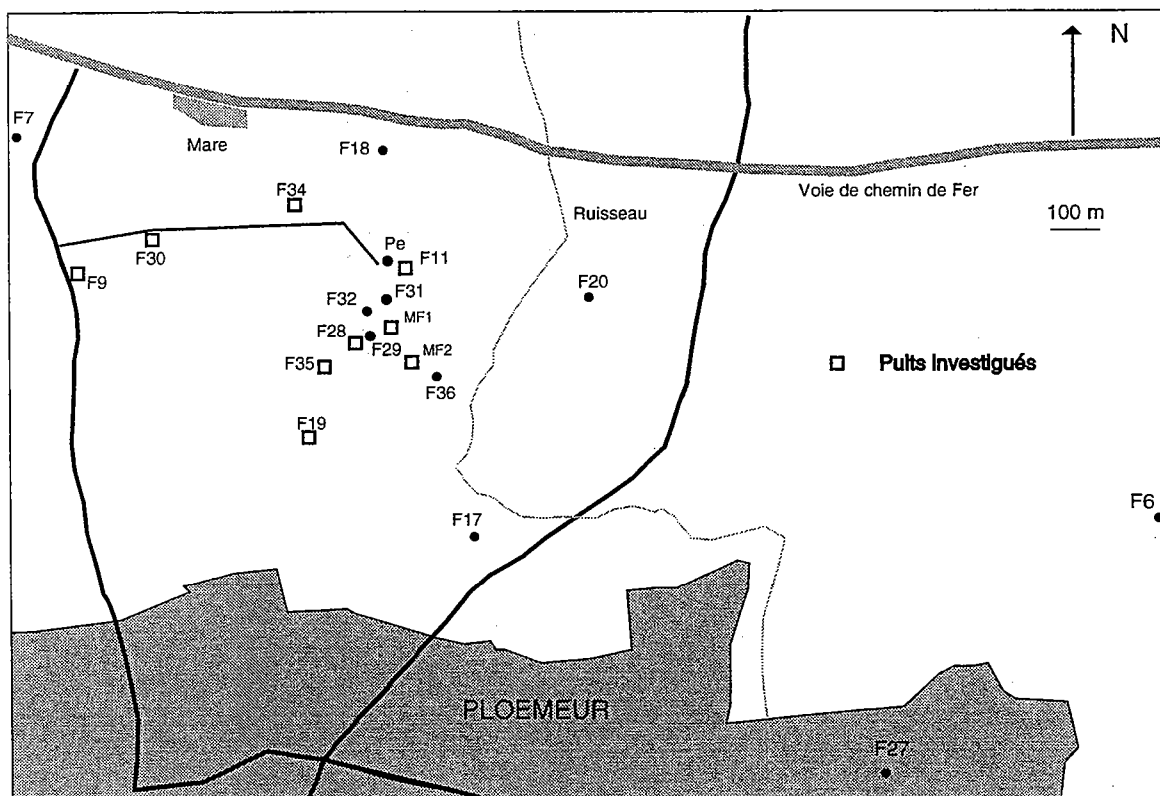


Figure I 15 : Localisation des forages investigués par diagraphie.

3.2.3 Résultats et interprétations.

Les enregistrements de résistivité apparente et de rayonnement gamma indique la présence d'une composante haute fréquence importante qui contribue à rendre l'interprétation des données difficile. Afin de ne garder que la partie basse fréquence du signal qui correspond aux grandes variations dans la géologie, nous avons filtré les différents signaux à l'aide de la technique de la moyenne flottante. Cette méthode de filtrage, consiste à sélectionner une portion du signal comportant un nombre donné d'échantillons et à en calculer la moyenne. Cette valeur est ensuite attribuée comme nouvelle valeur à l'échantillon de référence sélectionné. Cette opération est renouvelée pour tous les échantillons du signal enregistré. Ce traitement a été effectué, dans les mêmes conditions, pour les logs de résistivité N16 et de rayonnement gamma, à partir du logiciel ORIGIN :

- Résistivité N16 : 5 échantillons.
- Rayonnement Gamma : 10 échantillons.

3.2.3.1 Statistiques sur les données.

La première étape dans l'interprétation consiste en une étude statistique des mesures de la résistivité apparente N16 et du rayonnement gamma avec le calcul de la moyenne et de l'écart type. Ces calculs ont pour but de distinguer suivant les moyennes et les écarts type calculés, plusieurs groupes de forages. Ces résultats sont directement fonction de la géologie et du degré de fracturation.

Le Tableau I 3 présente les moyennes et les écarts type calculés pour la résistivité N16 et le rayonnement gamma. La mesure de la résistivité électrique est aussi influencée par la qualité de l'eau dans le puits et les arrivées d'eau. La moyenne des résistivités correspond uniquement à la partie de tubage crépinée alors que la moyenne du rayonnement gamma s'applique sur toute la profondeur du forage. Les deux mini-forages (MF1 et MF2), étant de faibles profondeurs et uniquement forés dans des altérites, nous ne les avons pas pris en compte dans cette étude.

Forages	Moyenne résistivité N16 (Ω .m)	Ecart type N16 (Ω .m)	Moyenne rayonnement Gamma (Cps)	Ecart type (Cps)
F9	8288,6	1543	126	19
F11	2336,9	2074,9	148	20,8
F19	4089,9	399	133,4	16
F28	1045	452	130,9	17,6
F30	5547	481	123,9	20,1
F34	4084	831,4	171,6	25,4
F35	1647,9	1105,6	162,8	22,6

Tableau I 3 : Moyennes et écarts type des logs de résistivités N16 et du rayonnement gamma calculés pour les différents forages. Ne sont pas reportés dans ce tableau les résultats des deux forages de faible profondeur, réalisés en limite altérites-socle.

A partir des moyennes et des écarts type calculés pour la résistivité N16 et le rayonnement gamma il est possible de faire une première distinction parmi les puits. En effet, d'après les résultats, on constate que l'on peut regrouper les échantillons en trois groupes :

- F11, F28 et F35 : la résistivité électrique moyenne est inférieure à 2500 $\Omega.m$ et la radioactivité moyenne varie entre 131 et 162 Cps. Ces puits sont les plus proches du forage d'exploitation Pe et ont la particularité d'avoir été forés dans des micaschistes fortement injectés de filons de granite et de pegmatites. Ces puits se différencient principalement au niveau du degré de fracturation.

- F19 et F34 : la résistivité moyenne est de l'ordre de 4080 $\Omega.m$ pour les deux forages et la radioactivité moyenne est égale respectivement à 133 et 171 Cps. Ces deux forages se différencient fortement en ce qui concerne le rayonnement gamma. Au niveau de la géologie, ils ont été forés dans des micaschistes injectés de filons de granite/pegmatites. D'après les rapports de forages (Géoarmor, 1991, 1995), il apparaît que la proportion de granite soit plus importante dans F34.

- F9 et F30 : la résistivité moyenne est supérieure à 4080 $\Omega.m$ et le rayonnement gamma moyen inférieur à 130 Cps. C'est dans ces piézomètres, situés à plus de 500 m du forage principal, que l'on mesure la résistivité moyenne la plus élevée et le rayonnement gamma le plus faible. F9 et F30 ont été forés principalement dans du granite avec quelques passages de micaschistes/gneiss et des filons de pegmatites.

3.2.3.2 Interprétations pour trois forages caractéristiques :

Le choix de ces forages a été fait en fonction de la proximité au forage principal et des données de puits (coupes lithologiques et débits instantanés) :

- F28 : ce forage est situé sur la zone pompage, à cinq mètres de F29 qui est un forage pompé (Figure I 15). Le forage F28 est tubé en PVC plein sur les 25 premiers mètres et en PVC crépiné au-delà (Rapport Géoarmor, 1992).

- F11 : ce forage est localisé à 15 m du forage principal Pe et est crépiné à partir de 31 mètres de profondeur (Rapport Géoarmor, 1990).

- F19 : ce forage est situé au sud à 328 mètres de Pe. F19 est tubé en PVC plein sur les 40 premiers mètres et en PVC crépiné au-delà (Rapport Géoarmor, 1991).

Les mesures réalisées dans tous les autres forages sont reportées en annexe 1.

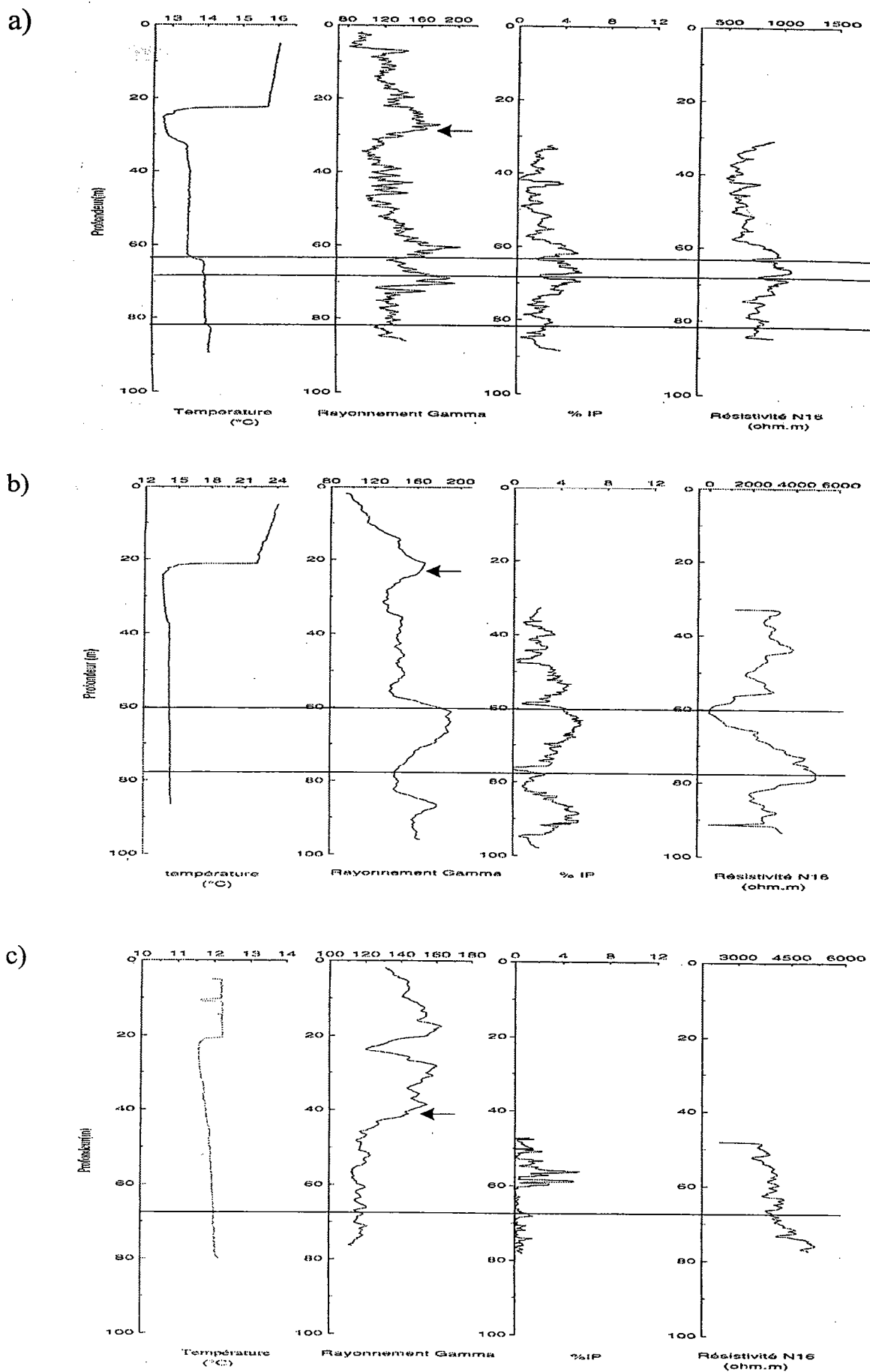
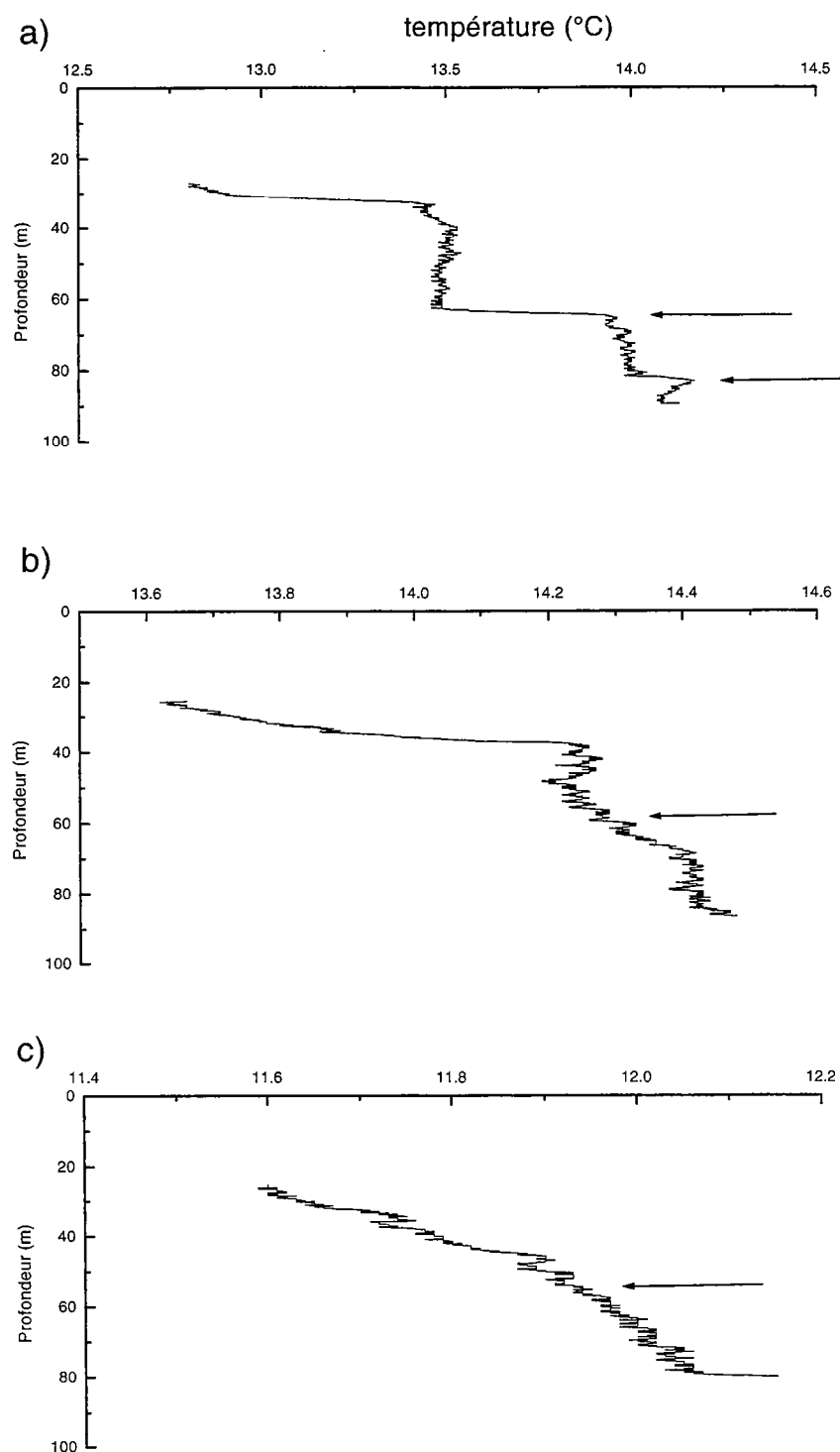


Figure I 16 : Logs de température, de rayonnement gamma, de polarisation induite et de résistivité N16 pour les forages a) F28, b) F11 et c) F19. (La flèche correspond à la limite altérite-roche saine)



**Figure I 18 : logs de température de l'eau pour les forages : a) F28, b) F11 et c) F19.
Les flèches indiquent la présence d'une nouvelle arrivée d'eau dans le forage.**

Forage F28 (Figure I 16a, Figure I 17a, Figure I 18a) :

- Log de température :

L'observation de ce log, Figure I 16a, nous indique des variations très localisées de la température. La diminution importante de la température à 23 m correspond à l'introduction de la sonde dans l'eau, localisant ainsi de façon très précise la surface piézométrique.

Figure I 18, nous avons considéré pour les trois forages, uniquement la partie du log correspondant à la température de l'eau.

On observe, Figure I 18a, que la température de l'eau évolue de 12,6°C à 14,2°C entre 23 et 90 m de profondeur. Entre 30 et 63 m, la température de l'eau dans le puits semble homogène. A partir de 63 m on constate une augmentation très localisée de la température de 0,5°C qui se stabilise dans la suite du log. A 82 m de profondeur, on observe une nouvelle augmentation de température, plus faible cette fois ci, de l'ordre de 0,2°C.

- Log de résistivité N16 :

En début de log et jusqu'à 58 m de profondeur, les résistivités électriques sont faibles et présentent très peu de variations. Dans la suite, entre 58 et 75 m on observe des variations brusques et très importantes de la résistivité :

- trois maxima dont les résistivités sont égales respectivement à 1980 $\Omega.m$, 2293 $\Omega.m$ et 1943 $\Omega.m$, pour des profondeurs centrées sur 61, 66 et 69 m.

- deux minima dont la résistivité est égale respectivement à 740 $\Omega.m$ et 806 $\Omega.m$ à des profondeurs de 63 et 68 m

- Log de la polarisation induite (IP) :

L'évolution de la polarisation induite présente aussi des variations importantes des pourcentages entre 58 et 75 m de profondeur, qui apparaissent corrélées avec les mesures de résistivité électrique N16.

-Log de rayonnement gamma :

Les mesures de radioactivité varient de 96 à 133,7 Cps entre 1,8 et 86 m de profondeur avec des variations importantes entre 60 et 75 m. En particulier on observe :

- deux maxima de radioactivité de 168 et 171 Cps, aux profondeurs respectives de 61 et 69 m de profondeur.

- un minimum égal à 130 Cps à 63 m de profondeur.

Si on compare ces données avec les mesures de résistivité, on constate que l'on peut décomposer cet intervalle en trois compartiments, qui est délimité par des minima de résistivité (Figure I 16a) :

- 1) relation corrélée entre résistivité et rayonnement gamma : 59-62 m.

- 2) relation anti-corrélée : 62-68 m.

- 3) relation corrélée : 68-74 m.

Comparaison avec les données de forages (Figure I 17a) :

Il faut maintenant regrouper toutes ces informations et les comparer avec les données de forages (coupes lithologiques et débits instantanés), présentées Figure I 17a.

Jusqu'à 37 m de profondeur, F28 a été foré dans de la roche altérée, plus ou moins argileuse. Ce niveau est parfaitement mis en évidence par les mesures de rayonnement gamma qui augmentent pour atteindre un maximum à 30 m de profondeur.

Entre 37 et 60 m, cette zone correspond principalement à une zone de micaschistes et d'intrusions granitiques, le tout décrit comme peu fracturé. Les diagraphies de température, de résistivité et de rayonnement gamma nous indiquent, dans cet intervalle, une zone relativement homogène. A ce niveau nous avons constaté que les résistivités sont plus faibles que dans la suite du forage alors que cette zone correspond, d'après les rapports de Géoarmor, à une zone faiblement fracturée. De plus, d'après les données de forages, les arrivées d'eau sont principalement localisées dans cet intervalle de profondeur, ce qui laisse supposer la présence de circulations d'eau à ce niveau. Ce résultat est par conséquent en contradiction avec les observations réalisées par Géoarmor.

Entre 60 et 90 m, il s'agit d'une zone d'alternance entre des micaschistes et du granite, au niveau de laquelle la fracturation augmente avec la profondeur. C'est à ce niveau que l'on observe les variations de température, très localisées, qui correspondent à des arrivées d'eau plus 'chaudes' par des fractures, recoupant le puits à ces profondeurs. De plus, la proximité des forages pompés contribue à accélérer les circulations dans le milieu, limitant les effets de rééquilibrage de la température dans le puits. De même, l'origine des variations brutales de résistivités et de rayonnement gamma provient de l'influence des fractures dans le milieu. Les 3 compartiments définis précédemment correspondent à la présence de filons de granite/pegmatites et de micaschistes, séparés par des fractures. Les niveaux de forte résistivité et de radioactivité importante pourraient être dus à la présence de roche saine et plus particulièrement à des filons de granite/pegmatites qui sont les roches les plus radioactives. Alors que la zone de résistivités élevées et de radioactivité plus faible correspondrait à un niveau de micaschistes. Ces niveaux fracturés ont bien été décrits dans les rapports de forage mais pas les arrivées d'eaux associées.

Concernant l'IP, on rappelle que cette mesure permet de détecter, dans les roches silicatées, la présence de sulfures. Dans le cas du forage F28, de la pyrite est présente, particulièrement au niveau de la zone très fracturée entre 62 et 75 m de profondeur.

Forage F11 (Figure I 16b, Figure I 17b, Figure I 18b) :

- Log de température :

La température de l'eau (Figure I 18b) évolue de 13,6°C à 14,5°C entre 25 et 79 m de profondeur. L'observation du log de température indique une augmentation régulière de 0,15°C entre 58 et 69 m de profondeur. Avant et après cette zone, la température apparaît constante. On constate que l'évolution de ce paramètre ne présente pas les variations brutales observées dans F28.

- Log de résistivité N16 :

Entre 33 et 55 m de profondeur, l'évolution de la résistivité ne présente pas de variation importante. A partir de 55 m, on observe une diminution brutale de la résistivité qui atteint une valeur très faible de 10 Ω .m centrée à 60 m de profondeur. Dans la suite du log, on observe un pic de résistivité avec un maximum de 4874 Ω .m à 79 m de profondeur. A partir de 82 m de profondeur, les variations de la résistivité sont moins importantes avec une anomalie de résistivité très localisée et égale à 10 Ω .m à 91 m.

- Log de IP :

Concernant la mesure de la polarisation induite, les pourcentages varient entre 1 et 5% avec des zones au niveau desquelles les pourcentages sont relativement constants.

D'après ces mesures, il semble que les minima de résistivités soient corrélés avec une augmentation de la polarisation induite.

Log de rayonnement gamma :

Le log de rayonnement gamma peut être divisé en plusieurs parties :

- de la surface, jusqu'à 23 m de profondeur on observe une augmentation régulière de la radioactivité, jusqu'à une valeur de 160 Cps.

- dans la suite du log, la radioactivité diminue brutalement pour atteindre un palier à 140 Cps entre 26 et 56 m.

- entre 57 et 97 m, on observe la succession de deux pics de radioactivité : le plus important égale à 190 Cps et centré à 65 m et le second égale à 180 Cps localisé à 87 m de profondeur.

- en fin de log, la radioactivité est stabilisée et égale à 191 Cps.

Si on reporte sur un même graphe, Figure I 19, la résistivité N16 et le rayonnement gamma, on constate en plusieurs profondeurs, une relation anti-corrélée entre ces deux paramètres. En effet, à 60 m de profondeur, on observe un minimum de résistivité et un maximum de radioactivité qui est suivi, à 80 m, par un minimum de rayonnement gamma et un maximum de résistivité. L'origine de ce comportement particulier entre la résistivité et le rayonnement gamma doit forcément être fonction de la géologie du milieu.

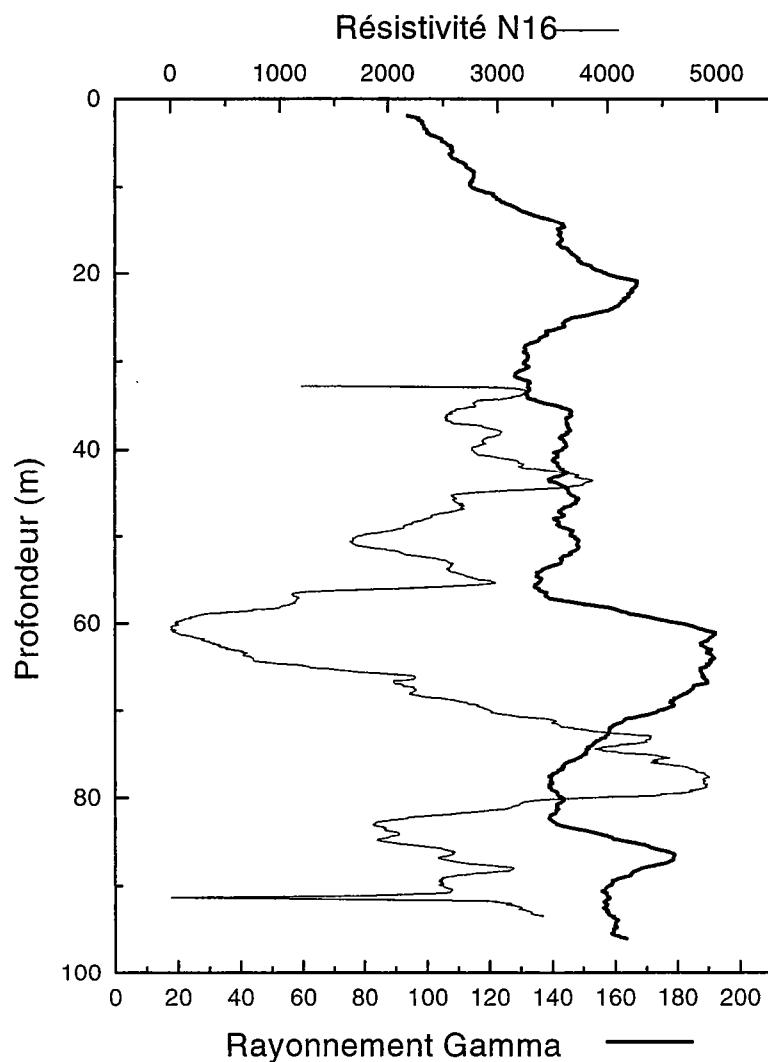


Figure I 19 : Relation entre l'évolution de la résistivité N16 et le rayonnement gamma.

Comparaison avec les données de forages (Figure I 17b) :

La coupe lithologique de ce forage se décompose entre :

- un niveau de roche altérée jusqu'à une profondeur 28 m.
- de la roche saine, principalement des micaschistes et quelques filons parmi lesquels un filon de pegmatites fracturées de 10 m d'épaisseur à 60 m de profondeur.

Aucune arrivée d'eau importante n'a été observée et le débit instantané augmente avec la profondeur pour atteindre en fin de forage 10 m³/h.

La limite altérée-roche saine, caractérisée par des teneurs importantes en argiles, est parfaitement localisée à 26 m de profondeur par les mesures de rayonnement gamma. Jusqu'à 60 m, peu de variation de la résistivité N16 et de la radioactivité sont observées. Le pic de rayonnement gamma et l'anomalie de faible résistivité, localisé autour de 60 m de profondeur,

correspond exactement à la zone de pegmatites fracturées, observée dans la coupe lithologique du forage. Aucune arrivée d'eau importante n'a été observée à cette profondeur. Concernant le rayonnement gamma, ce comportement ne paraît pas surprenant vu que les pegmatites sont généralement parties des roches très radioactives (D. Chapelier, 1987). L'origine de la relation d'anti-corrélation entre la résistivité et le rayonnement gamma est à mettre en relation avec la nature et l'état des roches à proximité du forage et plus particulièrement avec la présence des pegmatites fracturées.

Ainsi d'après ces mesures, il semble qu'une zone de pegmatites fracturées soit bien localisée à 60 m de profondeur mais l'absence d'arrivées d'eau importantes laisse supposer une fermeture des fractures par colmatage par de l'argile. De même aucune variation significative de la température de l'eau n'a été observée malgré la proximité du forage principal (15 m) dans lequel un débit de 90 m³/h est pompé en continu.

Les mesures de IP indiquent aussi la présence de pyrite, autour du forage et plus particulièrement localisée, au niveau de la zone de fracture à 60 m de profondeur.

Forage F19 (Figure I 16c, Figure I 17c, Figure I 18c) :

- Log de température :

La température de l'eau dans ce piézomètre évolue de 11,6°C à 12,15°C entre 20 et 81 m de profondeur avec une variation de la pente à 50 m et une augmentation brutale de la température de 0,1°C au fond du puits (Figure I 18c).

- Log de résistivité N16 :

Par rapport aux deux précédents forages, on constate que la résistivité est plus importante et présente de faibles variations jusqu'à 65 m de profondeur. A partir de cette profondeur, on observe une augmentation de la résistivité qui va atteindre une valeur de 4877 Ω .m en fin de log.

- Log de IP :

Au niveau du log de polarisation induite, on constate que les pourcentages les plus importants (jusqu'à 5%) sont localisés entre 50 et 60 m de profondeur. Dans la suite du log, les pourcentages sont inférieurs à 2% et apparaissent très localisés.

- Log de rayonnement gamma :

On constate que la radioactivité dans ce puits varie de 130,9 en début de forage à 112,3 Cps en fin de forage. L'évolution du rayonnement gamma peut être divisée en deux :

- de 0 à 40 m, le rayonnement gamma est le plus important, de l'ordre de 155 Cps en moyenne. Dans ce niveau, on observe une baisse brutale du rayonnement gamma centrée à 23,5 m de profondeur et qui atteint 120 Cps.

- dans la suite du log, la radioactivité varie entre 112 et 120 Cps, avec une petite diminution en fin de forage.

Comparaison avec les données de puits (Figure I 17c) :

L'observation des données de puits, indique que jusqu'à une profondeur de 40 m, F19 a été foré dans de la roche plus ou moins altérée. Au-dessous de la couche d'altérites et jusqu'à 67 m, on trouve de la roche saine, composée de micaschistes injectés de filons de granite/pegmatites. Aucune arrivée d'eau n'est localisée entre ces profondeurs. Finalement à

partir de 67 m on observe une arrivée d'eau importante, localisée dans une zone de pegmatites très fracturées.

Lorsque l'on compare le log de rayonnement gamma avec les données de puits, on constate que les mesures permettent de localiser précisément la limite entre la zone de roche altérée, plus argileuse et la roche saine. La présence d'une anomalie de radioactivité centrée à 23,5 m de profondeur peut être interprétée comme la présence d'un filon de roche saine, de faible épaisseur, localisé dans les altérites.

Au-delà de la couche d'altérites, l'observation des logs de résistivité et de rayonnement gamma ne montre pas de variation importante. Ce comportement particulier laisse supposer, malgré l'alternance de granite et de micaschistes, une roche relativement homogène avec la profondeur, du point de vue de la résistivité et du rayonnement gamma. L'origine des fortes valeurs de résistivité N16 peut être mise en relation avec l'état de la roche (roche saine) ainsi qu'avec la qualité de l'eau dans le forage.

Contrairement aux deux précédents forages, ces mesures ne mettent pas clairement en évidence la zone de pegmatites très fracturées, située à 67 m de profondeur. En effet à cette profondeur, la résistivité augmente et le rayonnement gamma diminue légèrement. Le fait que la zone fracturée soit au fond du puits est certainement un inconvénient majeur pour sa détection à l'aide des diagraphies. Une autre explication possible peut être liée à la vitesse d'enregistrement qui a été plus rapide au fond du forage.

Ce forage se différencie aussi des deux précédents par l'évolution du pourcentage de la polarisation induite. En effet entre 50 et 60 m les pourcentages sont relativement importants, de l'ordre de 5%, alors que dans la suite les variations sont très faibles (inférieur à 2%) et localisés au niveau de la zone de pegmatites fracturées. Par conséquent, de la pyrite est présente dans de la roche saine, au niveau de laquelle aucune arrivée d'eau n'a été décrite.

3.2.4 Conclusions.

Pour cette caractérisation par diagraphies, différentes mesures ont été choisies :

- la température de l'eau dans le puits.
- la résistivité du milieu.
- la polarisation induite.
- le rayonnement gamma.

Ces diagraphies ont permis de préciser l'environnement proche autour de neuf forages. Nous avons présenté les résultats pour trois d'entre eux, considérés comme les plus représentatifs. Les principaux résultats ont été regroupés dans le Tableau I 4.

➡ la limite entre la roche altérée, pouvant être très argileuse, et la roche saine, a été localisée précisément dans tous les forages, à partir des mesures de rayonnement gamma. En effet c'est principalement dans les zones altérées, que les valeurs de rayonnement gamma sont les plus importantes. Dans tous les logs, on a constaté une diminution significative de la radioactivité lors de la transition roche altérée-roche saine.

➡ à partir de la comparaison entre les différents logs et les données de forages, nous avons pu localiser les zones fracturées dans plusieurs forages. En comparant les résultats, nous avons constaté que les pegmatites fracturées sont caractérisées par une relation anti-corrélée entre la résistivité électrique N16 et le rayonnement gamma. Nous avons présenté ce résultat

en prenant comme exemple les mesures réalisées dans le forage F11 ; ce comportement a aussi été observé dans plusieurs autres puits imagés.

Cependant les 'signatures' des pegmatites fracturées, ne sont pas toujours aussi claires, comme nous l'avons montré avec F19, au niveau duquel des arrivées d'eau importantes sont localisées à partir de 67 m de profondeur. Dans ce cas, les mesures de température, de résistivité électrique et le rayonnement gamma ne présentent pas de variations significatives, qui mettent en évidence la présence de fractures très productrices dans le milieu. Une explication possible à ce comportement est peut être liée à la localisation particulière de cette zone fracturée en fond de forage, qui ne peut pas être complètement prise en compte lors des différentes mesures bien que les sondes aient été jusqu'à la base du forage.

➤ nous avons constaté que les mesures de température sont très efficaces pour localiser les arrivées d'eau nouvelles dans un forage. Cela est particulièrement visible lorsque les vitesses de circulations dans les fractures sont rapides, du fait de la proximité d'un pompage. En effet pour F28, les outils de température, de résistivité et de rayonnement gamma, nous fournissent des informations cohérentes concernant la localisation et l'épaisseur des niveaux fracturés. Pour les autres forages, les plus éloignés, sauf pour F11 qui est à 15 m de Pe, les augmentations de température ne sont pas aussi importantes et l'eau dans le forage a le temps de s'équilibrer thermiquement.

Les résultats obtenus à partir des différentes diagraphies ont été regroupés dans le Tableau I 4. Ces derniers vont permettre d'interpréter plus précisément les expérimentations géophysiques réalisées sur le site. D'autre part ces résultats guideront aussi le choix des profondeurs de prélèvements des échantillons d'eau qui seront réalisés pour l'étude de la qualité.

Forages	Epaisseur altérites (m)	Localisation zones fracturées (m)	Anticorrélation N16-gamma	Moyenne N16	Moyenne gamma	Moyenne IP
F9	40	-	non	8288,6	126	0,56
F11	28	60	oui	2336,9	148	3
F19	40	-	oui	4089,9	133,4	0,82
F28	37	60-75	oui	1045	130,9	2,34
F30	nd	-	oui	5547	123,9	1,1
F34	32	-	oui	4084	171,6	1,78
F35	25	-	oui	1647,9	162,8	0,71
MF1	-	-	-	-	128,8	-
MF2	-	-	-	-	119	-

Tableau I 4 : Synthèse des résultats obtenus à partir des différentes diagraphies réalisées (les résultats des diagraphies électriques pour les forages MF1 et MF2 n'ont pas été reportés, du fait de la présence d'un tubage en PVC plein).

3.3 Méthodes basées sur des mesures de résistivité électrique du sous-sol.

3.3.1 Introduction : la résistivité électrique.

La circulation d'un courant électrique dans un matériel va être fonction, à la fois, des propriétés électriques de ce dernier et de ses caractéristiques physiques. Ainsi d'une manière générale, la résistance à la circulation d'un courant dans un matériel donné, à travers une section S, sur une longueur L, est définie par :

$$R = \rho \frac{L}{S}$$

avec

R : résistance en ohm (Ω).

ρ : résistivité en ohm.m ($\Omega.m$).

S : section (m^2).

L : longueur (m).

La résistivité, propriété intrinsèque du matériau, exprime la facilité avec laquelle un courant électrique va circuler dans ce matériau.

La circulation du courant peut aussi être définie par la conductivité électrique qui correspond à l'inverse de la résistivité :

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \text{ (mho/m ou S/m)}$$

La circulation d'un courant dans un milieu peut se faire sous trois formes :

- conduction électronique : le courant est transporté par les électrons contenus dans le matériau. Ce mécanisme est à l'origine de la circulation de l'électricité, principalement, dans les métaux.

- conduction électrolytique : le courant est transporté par les ions dissous dans un fluide. La composition et la concentration en éléments dissous vont gouverner la circulation du courant.

- conduction diélectrique : ce mode de circulation existe dans les conducteurs ou les isolants qui ont très peu ou pas d'électrons libres.

Dans une roche, la circulation du courant va être gouvernée par la conductivité des minéraux présents. La classification suivante a été réalisée :

Classification des minéraux selon leur résistivité électrique :

- bons conducteurs : 10^{-8} à $1 \Omega.m$: métaux, graphites et sulfures.
- conducteurs intermédiaires : 1 à $10^7 \Omega.m$: oxydes, or.
- mauvais conducteurs : $> 10^7 \Omega.m$: les principaux minéraux.

Les minéraux constituant les roches sont donc considérés comme des isolants. Des expériences en laboratoire sur des échantillons de roches ont montré que la résistivité pouvait varier sur plusieurs ordres de grandeur comme illustré, Figure I 20. Ce comportement peut s'expliquer par l'influence, plus ou moins importante, de la présence d'eau dans le milieu. En effet dans la plupart des roches, la porosité et la qualité chimique de l'eau contenue dans les pores ont une influence plus importante sur la résistivité que la conductivité des minéraux. C'est pourquoi, la circulation du courant dans les roches est principalement de type électrolytique, c'est à dire que le courant est transporté par les charges ioniques présentes dans le fluide.

La résistivité électrique étant fonction, principalement, de la quantité et de la qualité du fluide présent, de la présence d'argile et de la porosité de la roche, cela explique pourquoi la mesure de ce paramètre peut varier sur plusieurs ordres de grandeur.

La présence de fractures dans la roche va contribuer à augmenter la porosité du milieu, d'où des quantités de fluide plus importantes, rendant ainsi le milieu plus conducteur. La présence d'anomalies de type fracture verticale dans une roche sera alors bien mise en évidence par la mesure de la résistivité apparente. La connaissance de ce paramètre permet donc d'apporter des informations sur la nature du sous-sol et d'en déduire la présence d'anomalies comme des fractures.

Un certain nombre de méthodes géophysiques permettent de mesurer la résistivité électrique du sous-sol. On peut les diviser en deux groupes, suivant les propriétés du courant électrique impliqué : les méthodes électromagnétiques et les méthodes électriques.

Dans le premier cas, le courant est oscillant et le processus d'induction est le mode d'injection dans le sous-sol. Pour les méthodes électriques le courant électrique est continu ou oscillant à plus basse fréquence et est injecté dans le sol à partir d'électrodes métalliques.

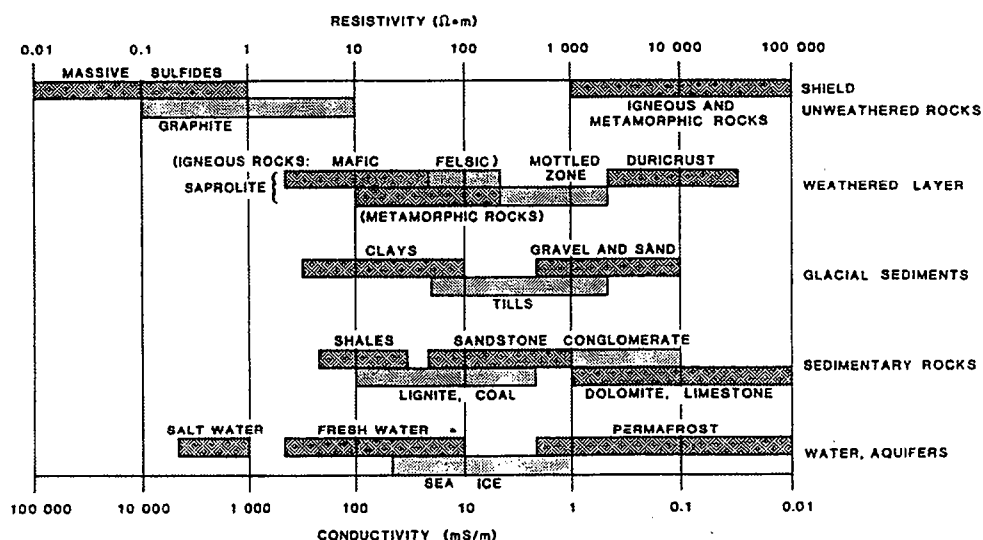


Figure I 20 : Gamme de résistivités électriques des principales roches.

3.3.2 Méthodes électromagnétiques

3.3.2.1 Prospection par la méthode du VLF-Résistivité.

3.3.2.1.1 Introduction.

Les élus municipaux de Ploemeur ont décidé, en 1990, de faire réaliser une étude hydrogéologique sur leur commune, afin d'en évaluer les ressources en eaux souterraines.

Les premières études hydrogéologiques, réalisées à Ploemeur ont été effectuées par le bureau d'étude Géoarmor (Chantepie, 35) et ont permis de localiser, en septembre 1990, un forage très productif sur le site de Kermadoye. Suite à cette découverte, des expérimentations géophysiques ont été réalisées sur la zone afin de caractériser la structure du milieu, à l'origine de ces fortes arrivées d'eau. Une meilleure connaissance de la structure du milieu était nécessaire quant au choix de l'implantation de nouveaux forages sur la zone.

La méthode de prospection géophysique, utilisée par le bureau d'étude Géoarmor est une méthode classique dans le domaine de la recherche en eaux souterraines dans un environnement de socle. Cette méthode est basée sur la mesure des propriétés électriques du sous-sol, fonction de la géologie et de la présence d'eau dans le milieu.

3.3.2.1.2 Principe de la méthode du VLF-résistivité.

La méthode de prospection géophysique, choisie par Géoarmor est la méthode électromagnétique Very Low Frequency (V.L.F) qui utilise comme signal source les ondes radio de très basses fréquences (12 à 25 kHz).

Le principe du VLF-résistivité consiste à mesurer les effets d'induction provoqués par la pénétration des ondes électromagnétiques dans le sous-sol. A partir de la mesure en surface du champ électrique et du champ magnétique, il est possible d'en déduire une valeur de *résistivité apparente*. Cette propriété électrique du milieu correspond à l'intégration de la résistivité électrique avec la profondeur (cette propriété sera d'avantage **détaillée dans le paragraphe "prospection électrique"**).

$$\Rightarrow \rho_a = \frac{1}{2\pi f \mu_0} \left| \frac{E(f)}{B(f)} \right|^2$$

avec

ρ_a : résistivité apparente ($\Omega.m$)

f : fréquence (Hz)

μ_0 : permittivité du vide : $\mu_0 = 4\pi 10^{-7}$

$E(f)$: composante électrique (V.m)

$B(f)$: composante magnétique (A/m)

Les amplitudes des ondes électromagnétiques ont la propriété de diminuer de façon exponentielle dans la roche. La profondeur de pénétration des méthodes électromagnétiques est calculée en considérant la profondeur à laquelle l'amplitude du signal électromagnétique est atténuée d'un facteur de 0,368. Cette profondeur est fonction, à la fois, de la résistivité

apparente du milieu et de la fréquence du signal source utilisé et peut être estimée pour une onde plane, à partir de la relation suivante :

$$\Rightarrow z = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad \text{avec } z \text{ en mètre}$$

Dans la pratique, pour la plupart des appareils de mesures basés sur la méthode électromagnétique, la profondeur de pénétration est déterminée à partir de la relation suivante (Stadelhofen, 1991).

$$z = \frac{100}{\sqrt{\frac{f}{\rho}}}$$

Le second paramètre mesuré lors d'une prospection par la méthode VLF-résistivité est le déphasage entre le champ électrique et le champ magnétique. La mesure de ce déphasage va être fonction de l'organisation du milieu : si une couche conductrice surmonte une couche résistante, le déphasage est inférieur à 45 degrés (Stadelhofen, 1991). Au contraire pour un déphasage supérieur à 45 degrés, on observe la présence d'une couche résistante au-dessus d'une couche conductrice. Le déphasage représente donc le contexte 'stratigraphique' au droit de la station de mesure.

Mode d'utilisation :

Cette méthode peut être utilisée sous la forme de sondages monofréquences ou multifréquences :

- sondages monofréquences :

Les mesures de résistivité vont être réalisées à partir d'un seul émetteur pour une fréquence et une orientation données. Le choix de l'émetteur va dépendre de la profondeur d'investigation recherchée ainsi que de la connaissance, a priori, de l'orientation des structures à imager.

- sondages multifréquences :

En un point de la surface, plusieurs mesures de résistivité sont réalisées pour des fréquences différentes, ce qui permet d'observer l'évolution de la résistivité en fonction de la profondeur et ainsi affiner, après inversion des données, l'imagerie du milieu (Thierrin, 1990).

Dans le cas des milieux anisotropes, les sondages multifréquences sont réalisés à partir d'émetteurs d'orientations différentes. Ce mode de mesure est particulièrement adapté pour le cas des milieux fracturés, très souvent caractérisés par des contrastes de résistivité importants.

3.3.2.1.3 Mesures et interprétation.

Une couverture importante de mesures (25 hectares) a été réalisée sur la zone de Kermadoye, au pas d'échantillonnage de 20 m. Des mesures plus rapprochées ont été effectuées à proximité de la zone du forage productif. L'émetteur choisi est l'émetteur anglais G.B.R dont la fréquence du signal source est égale à 18,6 KHz et qui est orienté N-S par

rapport à la zone. L'appareil de mesure est un appareil de marque GEONICS-Type em16R (Rapport Géoarmor, 1990).

Page 55, nous avons introduit une relation permettant une estimation de la profondeur d'investigation peut être estimée à partir de la relation présentée. Pour illustrer cela nous avons choisi l'exemple suivant :

- un milieu de résistivité apparente égale à 250 Ω .m.
- une fréquence de l'émetteur utilisée égale à 18,6 KHz.

Dans ces conditions, la profondeur de pénétration, à laquelle on peut s'attendre, est de l'ordre de 30 m. Par conséquent cette méthode est parfaitement adaptée pour l'imagerie de la couche de roche altérée.

Dans cette partie, seules les mesures des résistivités apparentes seront présentées ; les mesures de déphasage étant incomplètes et ne montrent pas de différences importantes significatives.

A partir de ces mesures, une carte de résistivité apparente de la zone a été réalisée, Figure I 21. Sur cette carte, on observe la présence d'une zone de faible résistivité apparente, très localisée, au niveau de laquelle se trouve le forage productif, Pe.

Cette zone est caractérisée par :

- une résistivité apparente minimum de 200 Ω .m.
- une orientation N20.
- une extension longitudinale de 300 m.
- une largeur de 20 m.

Cette zone de faible résistivité a été interprétée comme une zone de fractures verticales au niveau de laquelle les épaisseurs d'altération et les teneurs en argiles sont les plus importantes du fait de circulations préférentielles de l'eau (Rapport Géoarmor, 1990). Dans le cadre de la recherche d'eaux souterraines dans le Massif armoricain, il est classiquement admis que la présence d'eau dans la roche est liée à des fractures verticales qui permettent une circulation de fluide.

Suite à ces expérimentations géophysiques, plusieurs forages ont été implantés au niveau de cette zone d'anomalie de résistivité électrique. Pour tous ces forages, des épaisseurs d'altérites de l'ordre de 30 m ou avec des teneurs en argiles importantes ont été observées. D'autre part, tous ces forages présentent la particularité d'avoir des débits instantanés supérieurs à 50 m³/h avec pour 4 d'entre eux des arrivées d'eau importantes localisées au niveau de la zone de pegmatites très fracturées, situées à des profondeurs comprises entre 50 et 100 m. Cependant, du fait de la profondeur de pénétration de la méthode VLF-résistivité, l'origine de cette faible résistivité apparente ne peut être mise en relation avec les zones de fractures plus profondes où les arrivées d'eau très importantes ont été localisées.

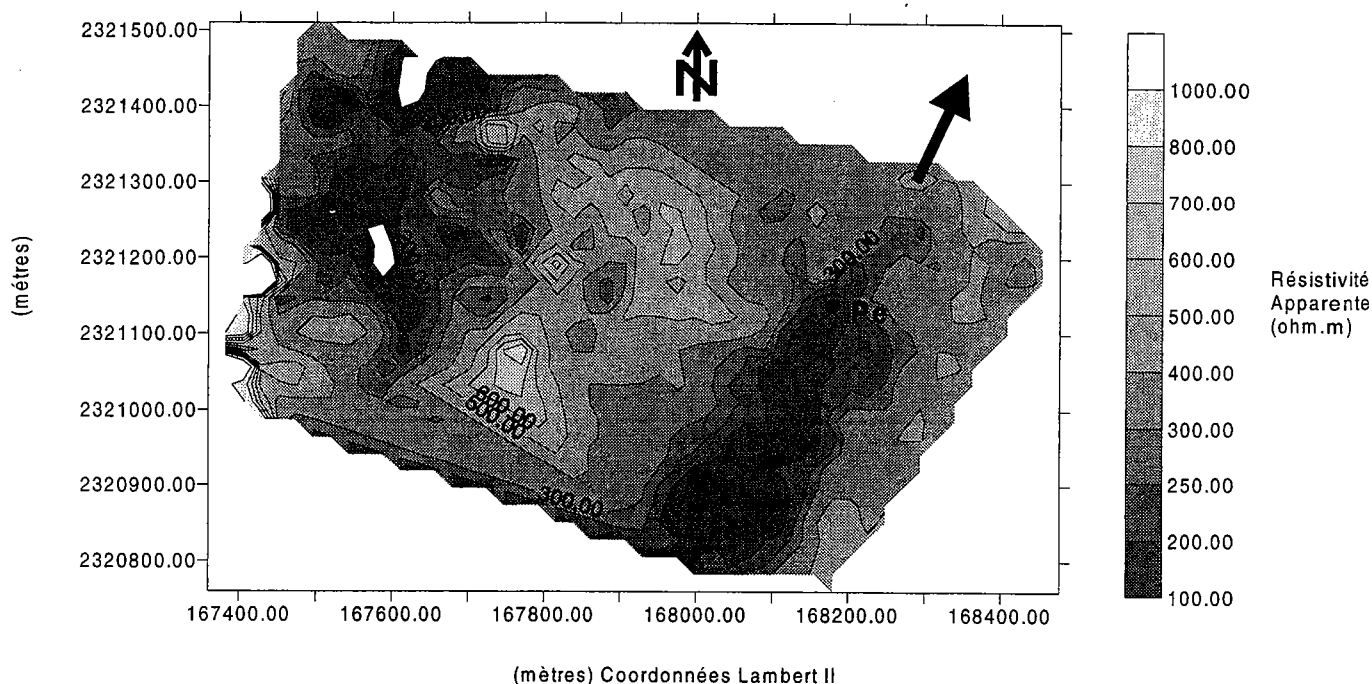


Figure I 21 : Carte de résistivité apparente mesurée à partir de la méthode VLF-résistivité (fréquence 18,6 KHz, émetteur G.B.R et orientation de l'émetteur N-S).

3.3.2.1.4 Conclusions.

Cette méthode a permis la détection d'une zone de faible résistivité apparente, d'orientation N20 et au niveau de laquelle est localisé le forage principal. Cette zone a été interprétée comme une zone de fractures verticales, caractérisée par des épaisseurs de roches altérées importantes, de l'ordre de 30 mètres. Tous les forages implantés dans cette zone sont productifs, avec des débits instantanés supérieurs à 50 m³/h.

3.3.2.2 Radio Magnéto Tellurique (R.M.T).

3.3.2.2.1 Principe de la méthode :

Comme le V.L.F-résistivité, la Radio Magnéto Tellurique est une méthode basée sur la théorie des ondes électromagnétiques qui permet des mesures de résistivités apparentes. Cette méthode est issue de la méthode Magnéto Tellurique Naturelle très utilisée dans le domaine de la prospection géophysique profonde et appliquée principalement dans le milieu pétrolier. La technique de la RMT a été développée par Cagniard, 1953, principalement pour des applications de type génie civil.

La RMT est basée sur des mesures, en surface, du champ électrique et magnétique induit dans le sol à partir d'un signal électromagnétique émit par un émetteur radio. L'expression permettant le calcul de la résistivité apparente est la même que celle présentée pour la méthode du VLF, page 54.

Comme pour le VLF, la profondeur d'investigation de cette méthode va être fonction de la fréquence du signal source utilisée et de la résistivité du milieu.

La différence fondamentale entre cette technique et le VLF correspond, principalement à sa mise en œuvre. En effet cette technique permet de réaliser des profils continus de résistivités apparentes et d'effectuer une couverture de mesures plus importante. Cette mise en œuvre permet d'obtenir une imagerie plus détaillée de la zone étudiée.

3.3.2.2 Mesures et interprétation :

Matériel utilisé :

Le matériel utilisé est le matériel expérimental, développé au Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (L.C.P.C) de Nantes. Celui-ci se compose de :

- un capteur de champ magnétique, composé d'une double spire de cuivre, orientée dans un plan perpendiculaire à l'émetteur sélectionné.
- un capteur de champ électrique : il s'agit de deux plaques métalliques noyées dans du caoutchouc isolant constituant un tapis capacitif et posé sur le sol dans la direction du champ électrique. On mesure ainsi la différence de potentiel qui apparaît entre les plaques et qui est proportionnelles au champ électrique.

Ces capteurs sont branchés à une console qui permet de régler les gains, de sélectionner la fréquence de travail et de fixer un pas d'échantillonnage. Une roue codeuse, fixée sur le bâti supportant l'appareillage, permet d'effectuer des mesures régulièrement espacées le long du profil. Les données sont ensuite traitées par ordinateur pour le calcul de la résistivité apparente en chaque point du profil.

A partir de cet équipement, nous avons réalisé 6 profils parallèles, longs de 370 m, espacés de 5 m et localisés en bordure sud de la zone grillagée. L'émetteur utilisé est celui de France Inter dont la fréquence centrale du signal source est égale à 16,8 KHz et qui est orienté N-S par rapport à la zone d'étude.

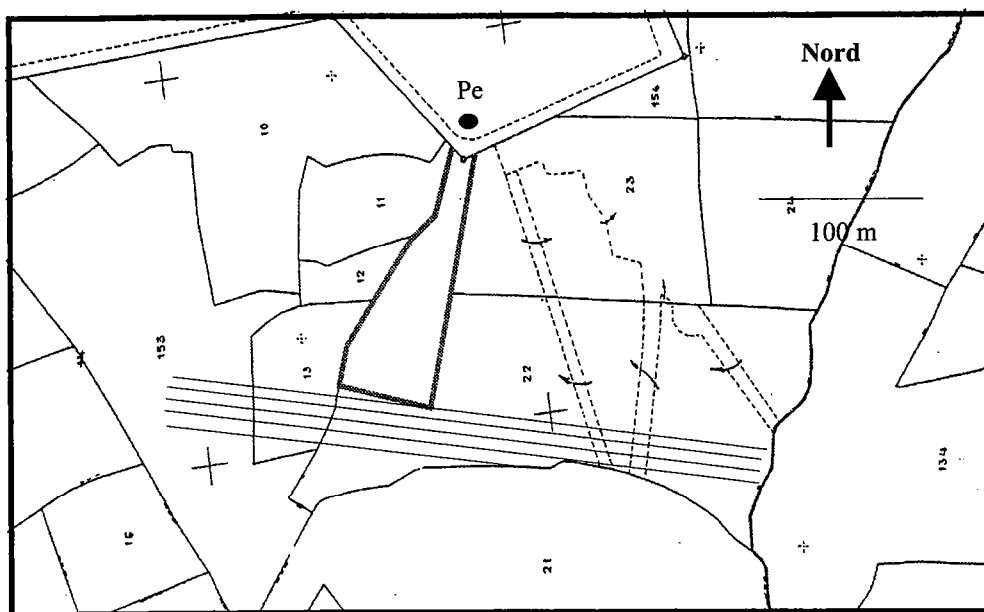
L'observation des profils réalisés nous indique la présence d'une composante haute fréquence dont l'origine est principalement anthropique. A partir d'un filtre passe-bas de type Tchebitchev, nous avons éliminé ce signal afin de ne garder que la composante basse fréquence, fonction de la géologie régionale.

A partir des différents profils de résistivité apparente filtrés, une carte 2D de l'évolution de la résistivité apparente a été réalisée, Figure I 22.

L'observation de cette carte de résistivité nous indique la présence d'une zone de faible résistivité, localisée dans le prolongement de la zone grillagée et d'orientation apparente N20.

Cette zone correspond à la zone de faible résistivité apparente détectée à partir de la méthode du VLF. Ces deux techniques ont, par conséquent, parfaitement détecté cette zone avec des résistivités apparentes du même ordre de grandeur.

a)



b)

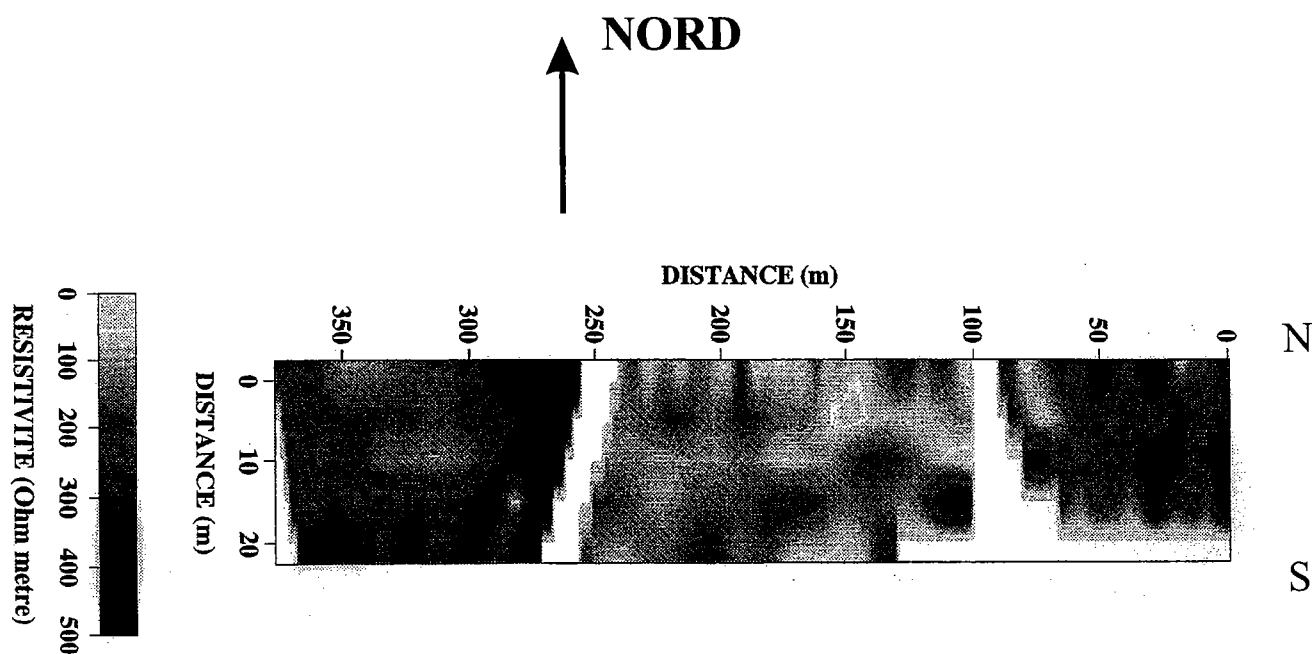


Figure I 22 : a) Localisation des profils, b) Carte de résistivité apparente de la zone investiguée.

3.3.2.2.3 Conclusions.

L'utilisation des méthodes VLF et RMT a abouti au même résultat, c'est à dire la mise en évidence d'une zone de faible résistivité apparente, d'orientation N20. Cette zone de faible résistivité, de part sa localisation, correspondrait à la zone de zone de fracture verticale, mise en évidence dans la partie caractérisation géologique.

3.3.3 Méthodes électriques.

3.3.3.1 Introduction.

Dans les milieux fracturés, la fonction réservoir est classiquement assurée par le niveau altéré recouvrant le socle. Pour un aquifère en exploitation, une bonne connaissance de ce milieu est indispensable pour l'évaluation et la protection des ressources en eau disponibles dans le milieu.

Connaissances actuelles de la couche altérée.

L'examen des cuttings nous a montré que cette couche altérée est très hétérogène et très argileuse. En particulier, il a été observé dans les forages situés au niveau de la zone grillagée, des différences dans la nature de la roche altérée et dans les épaisseurs. Ainsi les altérites se composent soit de :

- micaschistes altérés.
- micaschistes altérés et arène granitique.
- limons, arène granitique et micaschistes altérés.

D'après les observations des cuttings, l'épaisseur des altérites dépasse les trente mètres pour tous les puits situés à l'intérieur de la zone grillagée, hormis pour le forage d'exploitation et le forage F11. Dans de nouveaux forages, réalisés à proximité de la zone grillagée et toujours dans la zone de bas fond, nous avons pu aussi observer des profondeurs d'altérites importantes. Cette observation tend à montrer que les épaisseurs importantes d'altérites ne sont pas localisées uniquement au niveau de la zone pompée. D'autre part, il a été observé pour certains forages, des filons de granites sains de faibles épaisseurs, présents dans les altérites. C'est le cas pour les puits F32 et F35.

Au niveau de la couche altérée contribuant à la fonction réservoir de l'aquifère, il apparaît important d'avoir une bonne connaissance, à la fois, de l'évolution spatiale, et de l'épaisseur. C'est pourquoi, nous avons choisi d'étudier les propriétés électriques du niveau altéré et plus particulièrement la résistivité. Nous avons réalisé sur la zone une couverture rapprochée de mesures de résistivités électriques.

3.3.3.2 Principe : La circulation du courant continu dans le sous-sol.

3.3.3.2.1 Les lois physiques.

De part ses caractéristiques, la circulation d'un courant continu dans un milieu peut être considérée comme un cas particulier des phénomènes électromagnétiques dont les lois sont régies par les équations de Maxwell. En effet, si on considère un courant continu, les dérivées par rapport au temps disparaissent, cela simplifie considérablement ces équations. On obtient alors :

$$\text{rot } \vec{E} = 0$$

$$\vec{E} = \rho \vec{i} \quad (\text{loi d'ohm})$$

$$\text{div } \vec{i} = 0$$

avec

\vec{E} champ électrique (V/m)

\vec{i} densité de courant (A/m²)

ρ résistivité électrique (Ω.m)

A partir de ces trois formules, il est possible de déduire une expression fournissant, en chaque point de l'espace, une valeur de potentiel électrique. Il s'agit de l'équation de Laplace qui est applicable uniquement dans le cas d'un milieu homogène et en l'absence de source de courant :

$$\Delta V = 0 \quad (\text{équation de Laplace})$$

Dans le cas d'un milieu hétérogène et en présence d'une source de courant d'intensité I en un point, cette équation devient :

$$\text{div} \left(\frac{1}{\rho} \text{grad } V \right) = -I \delta \quad (\text{équation de Poisson})$$

avec

δ : distribution de Dirac.

I : intensité (A).

La résolution de cette équation permet de déterminer la distribution du potentiel électrique en tout point de l'espace, créée à partir d'une source de courant extérieur.

3.3.3.2.2 Calcul de la résistivité apparente.

En prospection électrique, la résistivité électrique d'une roche n'est pas une grandeur directement quantifiable. En effet, ce que l'on va mesurer sur le terrain est la résistivité de différentes couches du sous-sol, intégrée sur une certaine profondeur. On définit cette grandeur comme la résistivité apparente.

Dans la pratique, les mesures de résistivité apparente sont réalisées à partir d'un dispositif à 4 électrodes composé de deux électrodes de courant et deux électrodes de potentiel, comme illustré Figure I 23. En réponse à l'injection d'un courant, on mesure une différence de potentiel entre P1 et P2, fonction de la résistivité apparente du milieu et de la géométrie du dispositif d'électrodes (écartement entre chaque électrode). Dans ce cas, il faut déterminer la distribution de potentiel mesurée à une électrode P1, créée à partir des deux électrodes de courant C1 et C2. La détermination du potentiel, créée par une électrode ponctuelle dans un milieu homogène semi-infini repose sur la résolution de l'équation de Laplace et est définie de la façon suivante (Burger, 1992, Telford, 1976). Ainsi le potentiel mesuré à l'électrode P1 est de la forme :

$$V_{P1} = \frac{i\rho}{2\pi r_1} + \left(-\frac{i\rho}{2\pi r_2} \right)$$

Le calcul est le même pour le potentiel mesuré à l'électrode P2, seules les distances entre les électrodes changent :

$$V_{P2} = \frac{i\rho}{2\pi r_3} + \left(-\frac{i\rho}{2\pi r_4} \right)$$

A partir de ces deux relations, on en déduit l'expression de la différence de potentiel entre P2 et P1. Cette différence de potentiel correspond à celle qui est mesurée lors de l'expérimentation.

$$\Delta V = V_{P1} - V_{P2} = \left(\frac{i\rho}{2\pi r_1} - \frac{i\rho}{2\pi r_2} \right) - \left(\frac{i\rho}{2\pi r_3} - \frac{i\rho}{2\pi r_4} \right)$$

On peut simplifier l'expression précédente et la mettre sous la forme suivante :

$$\Delta V = \frac{i\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right)$$

D'où l'expression suivante pour la résistivité apparente :

$$\Rightarrow \rho_a = 2\pi \left(\frac{1}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}} \right) \frac{\Delta V}{i}$$

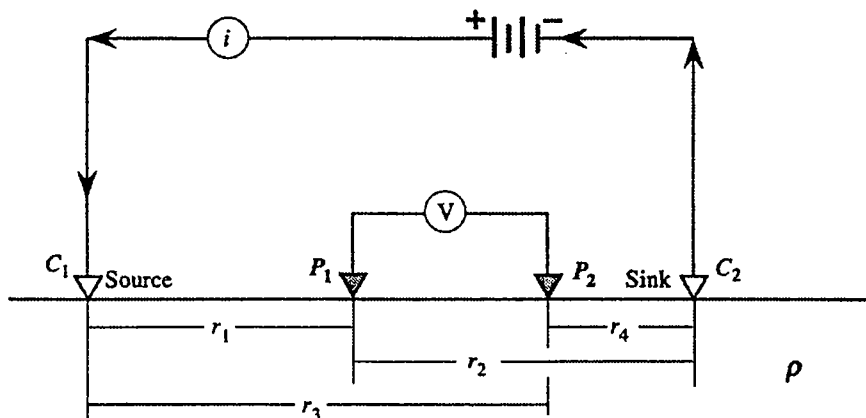
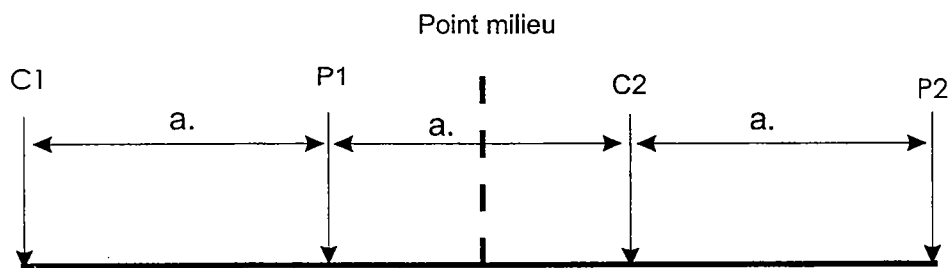
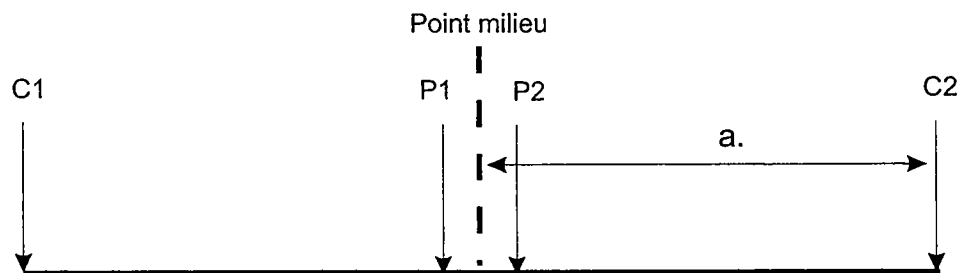


Figure I 23 : Principe du dispositif à 4 électrodes.

1)



2)



3)

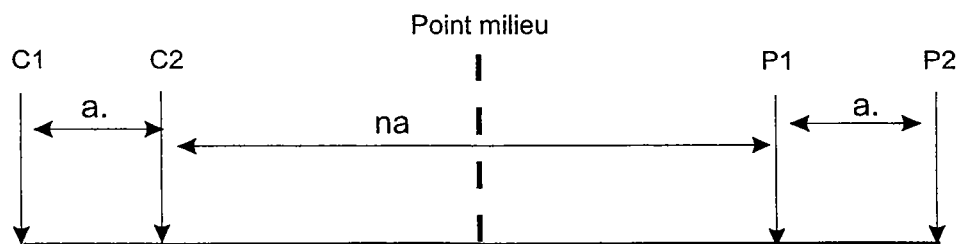


Figure I 24 : Principaux dispositifs : 1) Wenner, 2) Schlumberger, 3) Dipôle-Dipôle.
(C1, C2 : électrodes de courant; P1, P2 électrodes de potentiel et a : écartement).

La résistivité apparente est fonction de l'intensité du courant injecté, de la différence de potentiel mesurée et de la géométrie du dispositif utilisé. Dans la pratique, on introduit souvent un paramètre k , fonction de la géométrie du dispositif :

$$\Rightarrow \rho_a = 2\pi k \frac{\Delta V}{i} \quad \text{avec } k : \text{facteur géométrique}$$

3.3.3.3 Mise en œuvre et types de dispositifs.

La mise en œuvre de la méthode électrique peut se faire de deux façons, en considérant un point milieu dans le système :

Méthode du traîné électrique :

Cette technique consiste à réaliser des mesures de résistivités apparentes en différents points "milieu" en gardant toujours la même géométrie de dispositif d'électrodes. Cette méthode est parfaitement adaptée pour la localisation de passages de faciès latéraux ou la détection d'anomalie de type filon.

Méthode du sondage électrique :

La méthode du traîné considère uniquement les variations latérales sans prendre en compte la profondeur. La méthode du sondage consiste, à partir d'un point milieu défini pour un dispositif donné, à augmenter, progressivement, le facteur a (écartement entre les électrodes). Cela va avoir comme effet d'accroître la profondeur de pénétration et ainsi de prendre en compte des volumes de roches de plus en plus importants. En réalisant des sondages électriques, régulièrement espacés le long d'un profil, on peut ensuite construire des panneaux électriques encore appelés pseudosections.

Géométrie des dispositifs :

On a vu précédemment que la valeur de la résistivité apparente dépend, notamment, de la géométrie du dispositif employé. Trois dispositifs sont principalement utilisés en prospection électrique. Il s'agit des dispositifs Schlumberger, Wenner et Dipôle-Dipôle dont les différentes géométries sont présentées Figure I 24.

Caractéristiques des différents dispositifs :

Les dispositifs Schlumberger et Wenner ont la particularité d'avoir des profondeurs d'investigation comparables et permettent d'acquérir rapidement des données. Le dispositif Dipôle-Dipôle, du fait de sa géométrie particulière, a une profondeur d'investigation légèrement plus importante mais a comme inconvénient majeur d'introduire davantage de bruit dans les données.

3.3.3.3.1 Méthode du sondage électrique : construction d'une pseudosection.

La technique du sondage électrique permet, par l'augmentation de l'écartement entre les électrodes, d'imager des profondeurs de plus en plus importantes dans le sous-sol. En réalisant un certain nombre de sondages électriques très rapprochés les uns des autres le long

d'un profil et en les combinant, on obtient une représentation de la résistivité apparente en fonction de l'écartement des électrodes, encore appelée pseudosection ou panneau électrique. L'utilisation de dispositifs multi-électrodes est une autre technique qui permet de réaliser plus rapidement que la technique classique du sondage à 4 électrodes, une pseudosection. A partir de ce dispositif il est possible de construire une pseudosection avec des mesures très rapprochées. Comme on l'a déjà précisé, plus les écartements sont espacés et plus les lignes de courant pénètrent profondément dans le sous-sol. Cependant il faut noter que plus les écartements sont grands et plus la densité de point diminue, d'où une couverture plus faible en profondeur.

La pseudosection, nous renseigne sur la distribution de la résistivité apparente le long du profil et nous fournit une première information qualitative de la distribution de la résistivité apparente et de la présence d'anomalies ou de zones plus ou moins résistantes, fonction des roches en place, dans le milieu. Cependant, on ne peut en déduire directement, à l'observation, des valeurs de résistivités vraies et des profondeurs vraies reflétant la réalité géologique. Pour cela, il nous faut transformer notre pseudosection en une coupe vraies résistivités-vraies profondeurs, ce qui est l'objet de l'inversion des données de résistivités apparentes. A partir des résultats de l'inversion, il est ensuite possible d'effectuer des corrélations avec des données géologiques afin d'identifier les anomalies ou les zones plus ou moins conductrices, présentes dans le milieu.

3.3.3.2 Méthode d'inversion.

L'inversion de mesures provenant de pseudosection nécessite la prise en compte de deux dimensions. La plupart des méthodes d'inversion 2D sont des méthodes itératives, basées sur la minimisation des écarts entre les résistivités apparentes calculées à partir d'un modèle et celles mesurées (Smith and Vozoff, 1984).

La méthode d'inversion se décompose en deux étapes :

- résolution du problème direct : à partir d'un modèle de résistivité de départ cette étape consiste à en déterminer la distribution des résistivités apparentes.
- résolution du problème inverse : elle consiste à déterminer par itérations successives, le meilleur modèle de résistivité électrique pour lequel la différence entre la pseudosection calculée et les données sera la plus petite.

La différence majeure parmi toutes les méthodes d'inversion réside, principalement dans la résolution du problème direct pour lequel les temps de calcul peuvent devenir vite très longs.

Le choix d'une méthode d'inversion nécessite de prendre en compte la qualité des résultats et les temps de calculs. Parmi les méthodes d'inversion existantes, nous avons utilisé la méthode développée par M.H. Loke and R.D. Barker, (1995) qui permet par rapport aux autres méthodes, de réduire les temps de calcul et de fournir des résultats fiables. (pour plus d'informations concernant cette méthode se reporter à l'article Loke et al, 1995).

Des tests d'inversion ont été réalisés par les auteurs en considérant des modèles de résistivités simples et en utilisant différents dispositifs (Loke et al, 1995). Dans tous les cas, les contrastes de résistivité électrique introduits dans les modèles ont bien été retrouvés après inversion. Par conséquent ces résultats nous indiquent la robustesse de la méthode d'inversion.

3.3.3.4 Résultats attendus.

Avant toute expérimentation, il est important d'essayer de comprendre les résultats que l'on peut obtenir avec la méthode utilisée, ce qui facilite l'interprétation des données.

3.3.3.4.1 Principe de la modélisation.

La modélisation consiste à déterminer, connaissant un modèle de résistivités électriques de départ, la distribution du potentiel résultant. En considérant une certaine géométrie de dispositif d'électrodes et un modèle de résistivité électrique donné, il est possible de calculer la résistivité apparente afin de construire la pseudosection.

A partir du logiciel de modélisation Res2dmod, développé par Loke et al, (1995), nous avons créé des modèles ayant des distributions de résistivités électriques se rapprochant de celles évaluées à partir de nos connaissances géologiques et géophysiques du terrain (cuttings, sismiques...). On obtient ainsi des pseudosections qui sont fonctions de la géométrie du dispositif d'électrodes choisie pour l'expérimentation et des caractéristiques physiques du modèle.

Afin de mieux comprendre les résultats que nous obtiendrons, nous avons choisi de tester plusieurs types de modèles, en utilisant nos connaissances géologiques et géophysiques de la zone :

- modèle avec anomalie résistante, avec couche très conductrice en surface.
- modèle décrochement vertical, avec couche très conductrice en surface.
- modèle couplé, avec une couche très conductrice en surface.

Pour ces modélisations nous avons utilisé le dispositif Wenner, dispositif qui a été utilisé lors des expérimentations. Le choix de ce dispositif sera explicité ultérieurement.

3.3.3.4.2 Modèles.

Modèle avec anomalie résistante.

Ce modèle de résistivités se compose d'un milieu tabulaire à deux couches de résistivités respectivement égales à 200 et 2000 $\Omega.m$. Une anomalie ponctuelle résistante est introduite dans la couche superficielle. La situation géologique de ce modèle correspond à un filon de roche saine présent dans la couche de roche altérée surmontant le substratum. On ajoutera dans ce cas une fine couche conductrice en surface, assimilable à un niveau très argileux, que l'on retrouve très souvent à la surface du sol.

Ce modèle permettra d'observer l'influence d'une hétérogénéité locale en surface sur la résistivité apparente.

Modèle avec décrochement vertical.

Dans ce modèle, nous avons introduit un décrochement vertical pouvant représenter une fracture verticale. Comme le modèle précédent, nous avons ajouté une fine couche en surface très conductrice afin d'en étudier les influences sur la résistivité apparente.

Grâce à ces deux premiers modèles de résistivités, on pourra comparer l'influence sur la résistivité apparente, d'un décrochement par rapport à une hétérogénéité locale en surface.

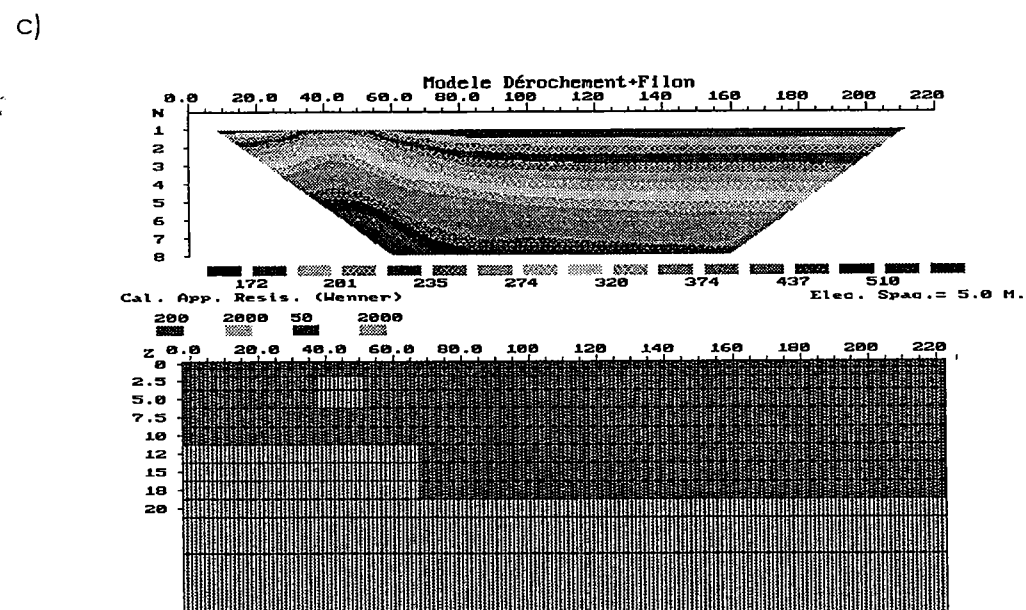
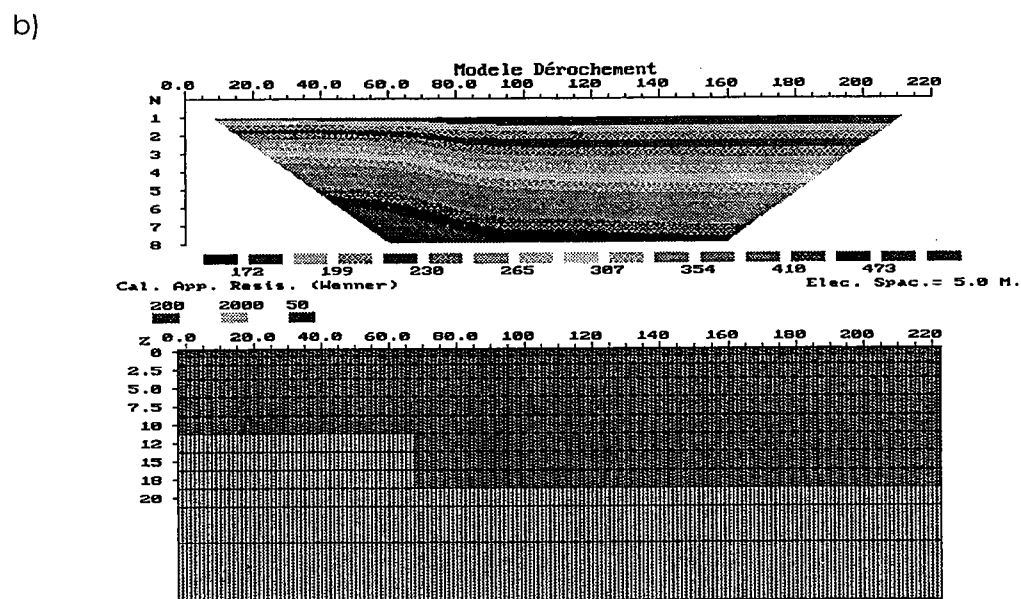
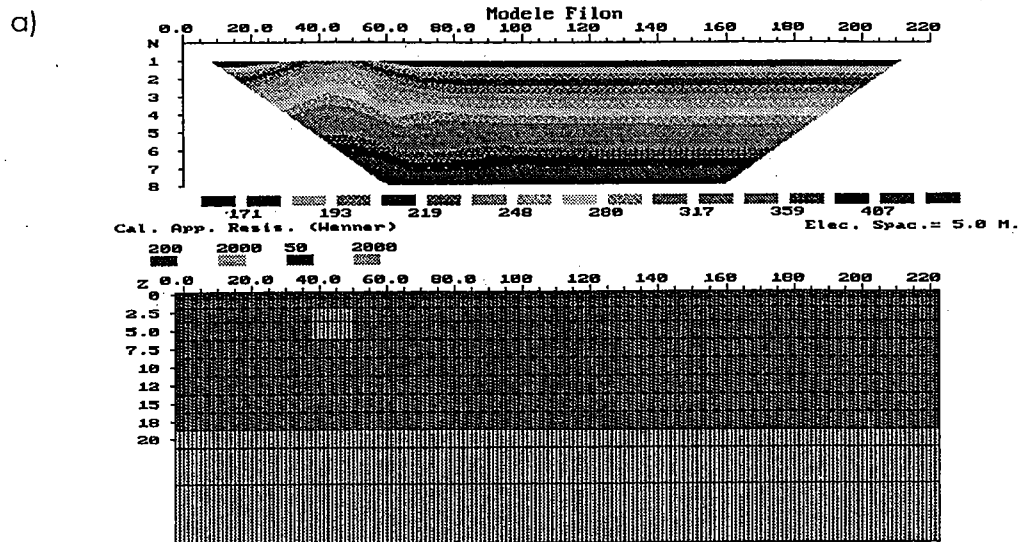


Figure I 25 : Pseudosections obtenues à partir des différents modèles de résistivités électriques : a) modèle anomalie; b) modèle décrochement; c) modèle couplé.

Modèle couplé.

Ce modèle va être en fait une combinaison des deux modèles précédents : le modèle anomalie résistante et le modèle décrochement avec la présence d'une fine couche de roche conductrice en surface.

3.3.3.4.3 Résultats.

Les différentes pseudosections obtenues à partir des trois modèles de résistivités sont présentées Figure I 25.

Les pseudosections nous montrent une anomalie de résistivité localisée au niveau du filon et du décrochement, plus ou moins importante suivant le cas. Ainsi, au niveau du filon, de par sa localisation (proximité de la surface), l'anomalie de résistivité est détectée pour un très faible écartement a .

Cependant, ces différences, concernant la distribution des résistivités apparentes, entre un décrochement vertical et la présence d'une anomalie de résistivité, ne sont pas particulièrement importantes.

Dans la troisième pseudosection, on observe que l'influence du filon est plus significative que le décrochement vertical. En effet, la présence du décrochement semble masquée par la signature électrique du filon résistant localisé plus en surface.

3.3.3.5 Mesures et inversion des données.

3.3.3.5.1 Mesures.

Choix de l'équipement.

Pour ces expérimentations, nous avons choisi d'utiliser le système multi-électrodes Lund, appartenant au laboratoire de Géophysique Interne de l'Université de Rennes1. L'avantage principal de ce système est qu'il permet d'acquérir rapidement, le long d'un profil, de nombreuses mesures de différences de potentiel et d'intensités. N'importe quel type de géométrie peut être programmé, utilisant si on le désire, toutes les combinaisons d'électrodes possibles ce qui permet un échantillonnage très rapproché, le long d'un profil. Ce système offre, en plus, la possibilité de réaliser de très longs profils, à partir d'une longueur minimale de 330 m. La seule limitation du système Lund concerne le nombre d'acquisitions le long d'un profil qui ne peut pas dépasser 800.

L'appareillage utilisé comprend :

- une batterie.
- un boîtier commande.
- quatre flûtes de 16 électrodes, espacées de 5 m.
- un ordinateur, qui permet de piloter le système, de stocker les données mesurées et de visualiser les résultats.

Une fois les mesures effectuées, il est directement possible de visualiser à l'écran la pseudosection résultante, fournissant ainsi une première information sur la nature du terrain. Dans un fichier sont stockés : la localisation du point milieu, l'écartement inter-électrode a et les valeurs des résistivités apparentes. Ce fichier va permettre de visualiser directement la pseudosection et sera nécessaire lors de l'étape d'inversion.

Localisation des profils.

Nous avons choisi de réaliser des profils parallèles, recoupant la zone de faibles résistivités apparentes mise en évidence par la méthode VLF. Sept profils de 330 m ont été réalisés sur la zone comme l'indique la Figure I 26 :

- parmi les six profils parallèles réalisés, recoupant la zone de forages, cinq sont espacés de 10 m et un, le plus au sud, de 20 m (présence d'une haie). Ils commencent tous à partir du ruisseau et se terminent au-delà de la zone grillagée :
- six puits sont présents dans l'espace délimité par ces profils.
- ces profils ont pratiquement la même orientation que le profil sismique réflexion Test2. Ce dernier est localisé entre les profils 5 et 3.
- le septième profil, réalisé plus au Nord, débute au niveau du ruisseau et se termine dans le camp militaire. Les forages F11 et Pe sont situés à proximité de ce profil.

Nous n'avons pu réaliser une couverture électrique plus importante du fait de la présence d'une zone boisée, difficilement accessible, jouxtant la zone grillagée et de difficultés rencontrées pour pénétrer dans les parcelles avoisinantes.

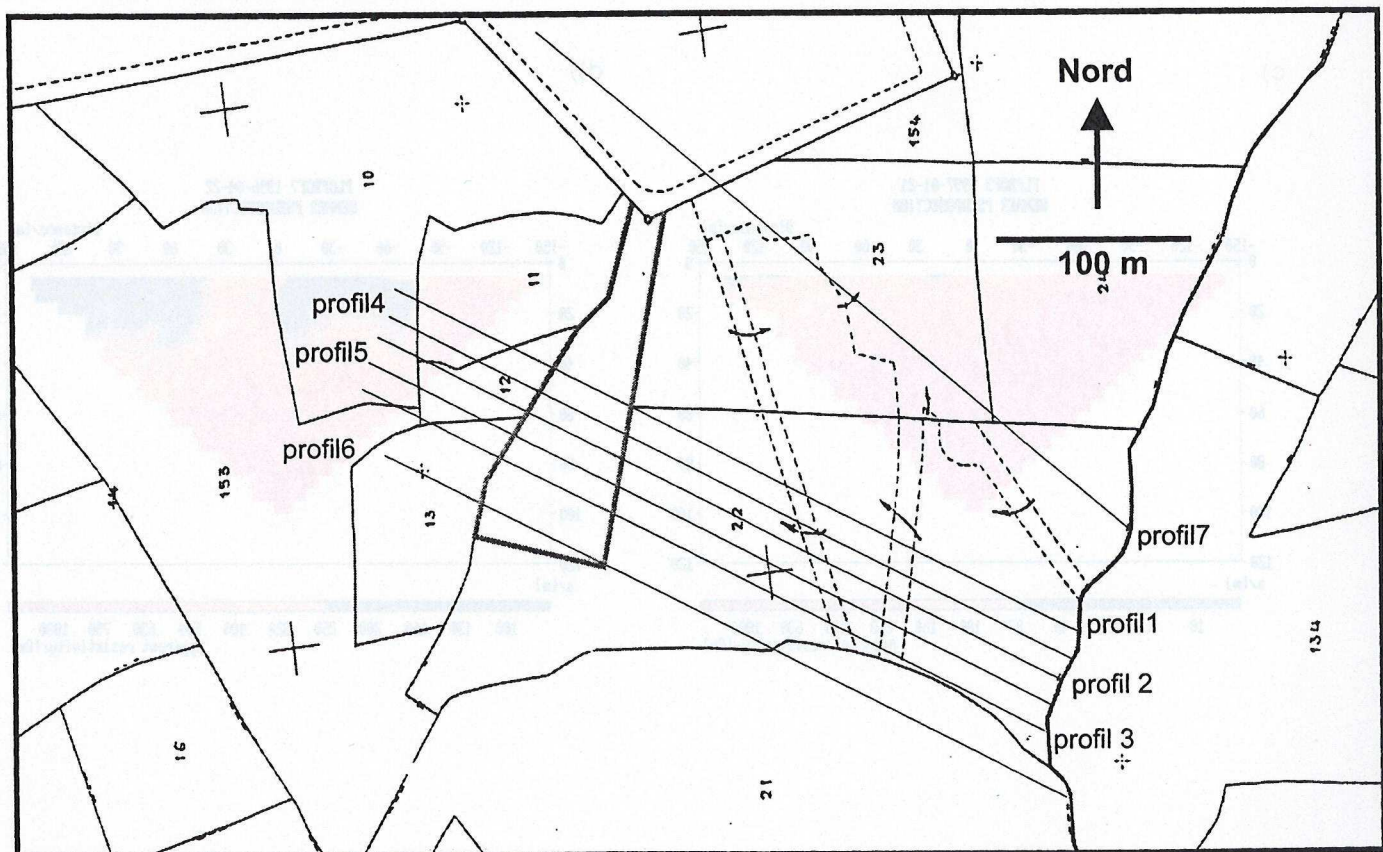


Figure I 26 : Localisation des profils.

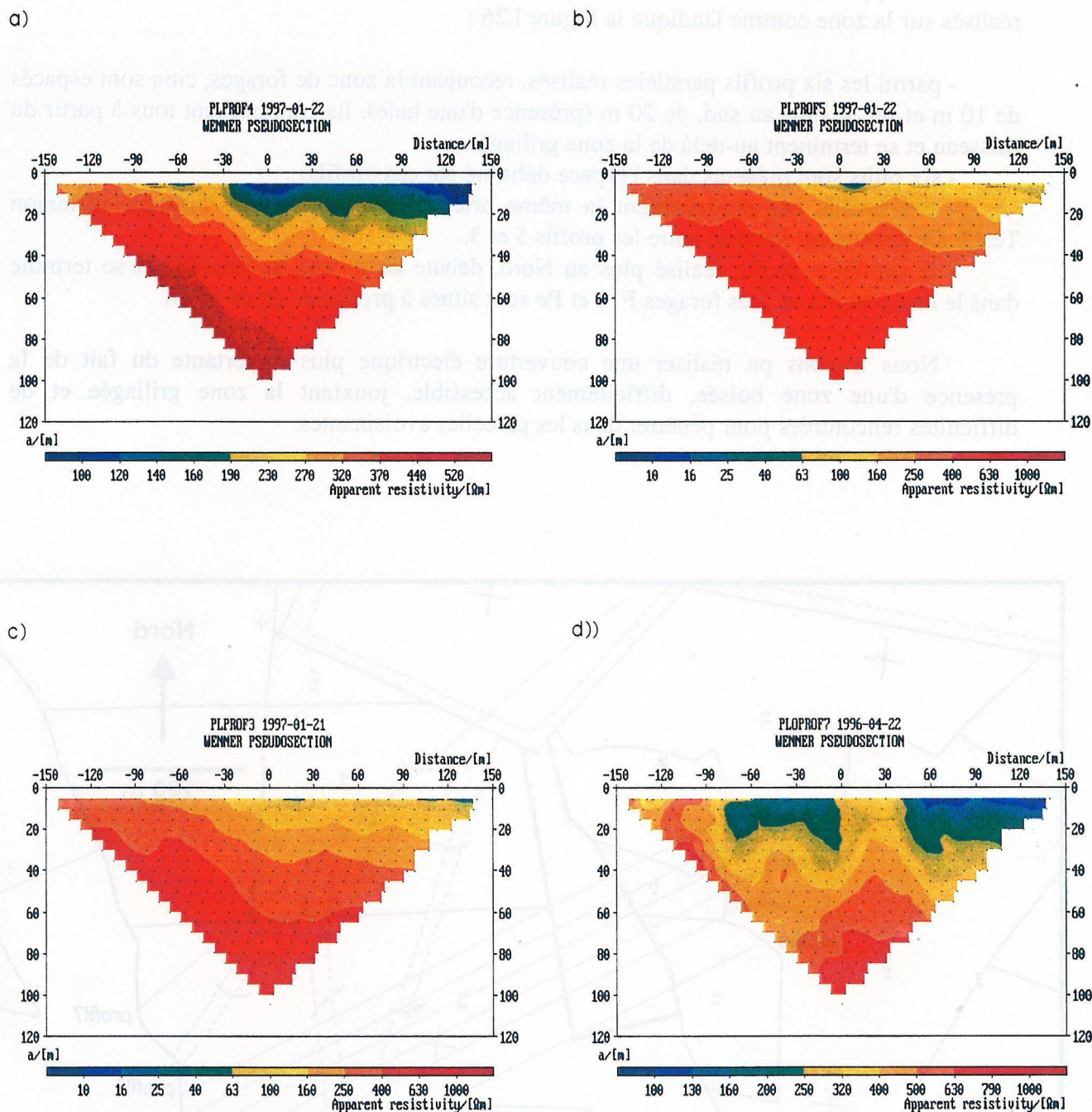


Figure I 27 : Présentation des pseudosections correspondant aux profils : a) profil 4 ;
b) profil 5 ; c) profil 3 ; d) profil 7.

Protocole de mesures.

Comme nous l'avons déjà précisé, l'objectif est d'imager le niveau altéré et plus particulièrement la zone de contact entre la roche altérée et la roche saine. D'après les observations des cuttings et les résultats des diagraphies, l'épaisseur de la couche d'altérites est de l'ordre de la trentaine de mètres. C'est pourquoi nous avons choisi le dispositif Wenner dont la mise en œuvre est simple et qui permet d'atteindre des profondeurs d'investigations voisines de celles recherchées. De plus ce dispositif n'a pas l'inconvénient d'introduire du bruit dans les données à l'inverse du dispositif dipôle-dipôle.

Les caractéristiques du protocole de mesure sont les suivantes :

écartement après chaque mesure Δa	5 m
espacement entre chaque point milieu	10 m
intensité maximum du courant injecté	20 mA

Pseudosections obtenues.

Nous présentons, Figure I 27, les pseudosections obtenues à partir des mesures réalisées le long des profils 4, 5, 3 et 7 qui correspondent aux profils les plus significatifs. Les autres pseudosections sont présentées en annexe 2.1.

3.3.3.5.2 Inversion des pseudosections.

Des informations concernant le protocole d'utilisation du logiciel d'inversion RES2Dinv sont données en annexe 2.2.

Nous avons présenté les données inversées sous deux formes (voir Figure I 28 et Figure I 29) :

- résistivité brute : l'échelle de couleur est fonction uniquement de la distribution des résistivités au sein du profil.
- résistivité normalisée : l'échelle de couleur est fixée et identique pour tous les profils. Elle correspond à des résistivités électriques bien définies, ce qui permet de comparer les résultats.

Nous avons choisi de représenter uniquement les profils significatifs, correspondant aux pseudosections présentées, Figure I 27. Nous présentons, Figure I 28 et Figure I 29, les résultats correspondant aux résistivités brutes et normalisées pour les profils 4, 5, 3 et 7. Dans chaque représentation figure les données mesurées, les données calculées et le résultat de l'inversion. Les résultats des autres inversions sont présentés en annexe 2.3.

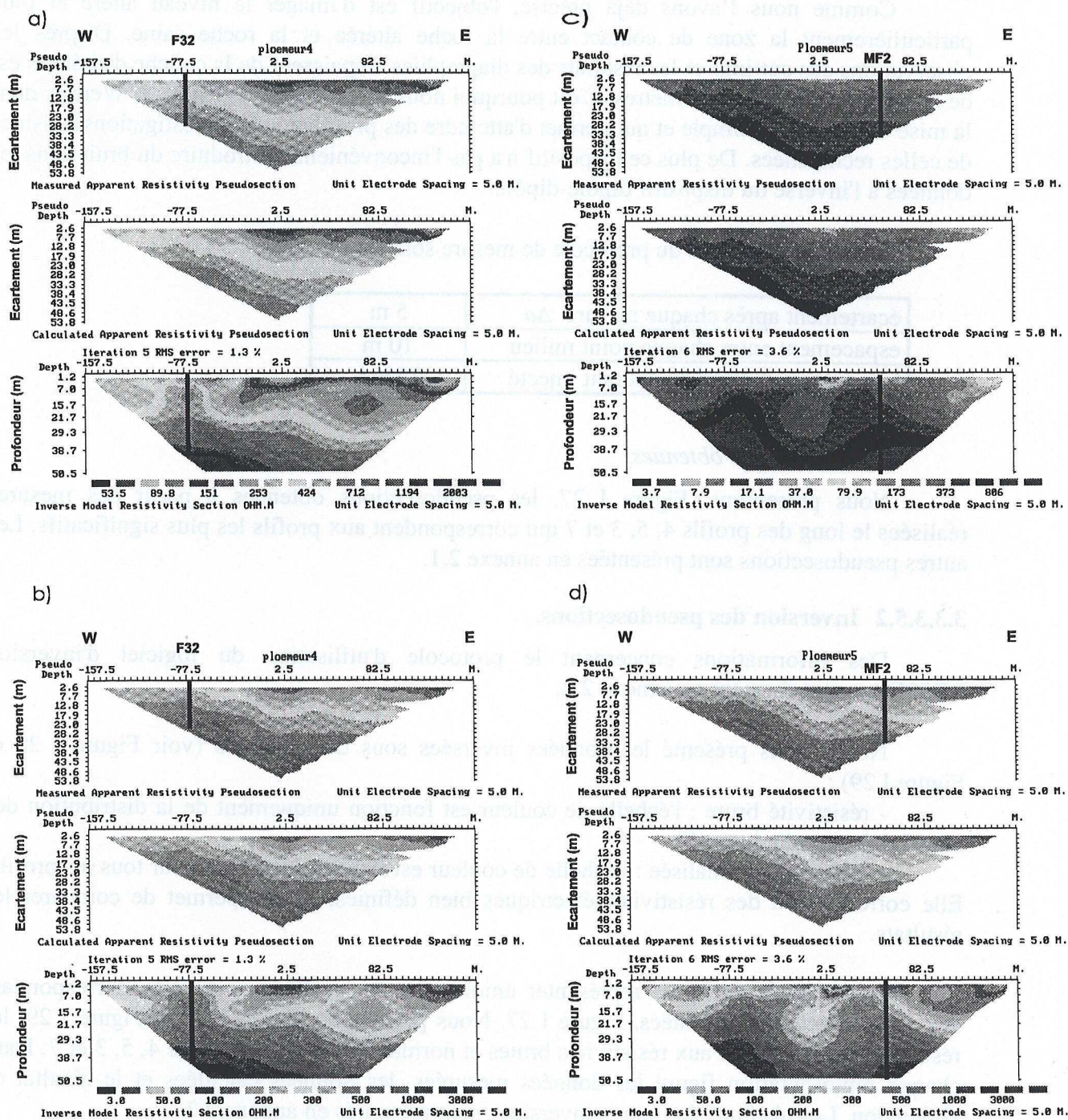


Figure I 28 : Résultats des inversions des pseudosections : a), b) profil 4 et c), d) profil 5. (b et d correspondent à une échelle de résistivité normalisée).

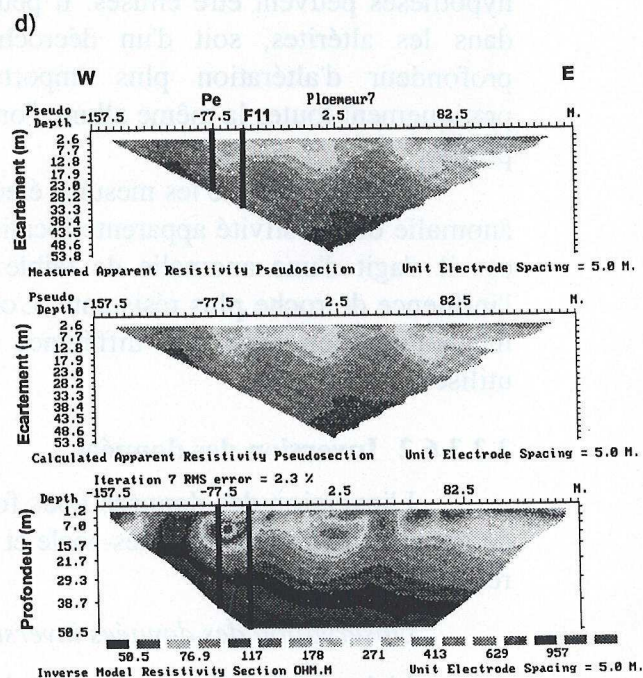
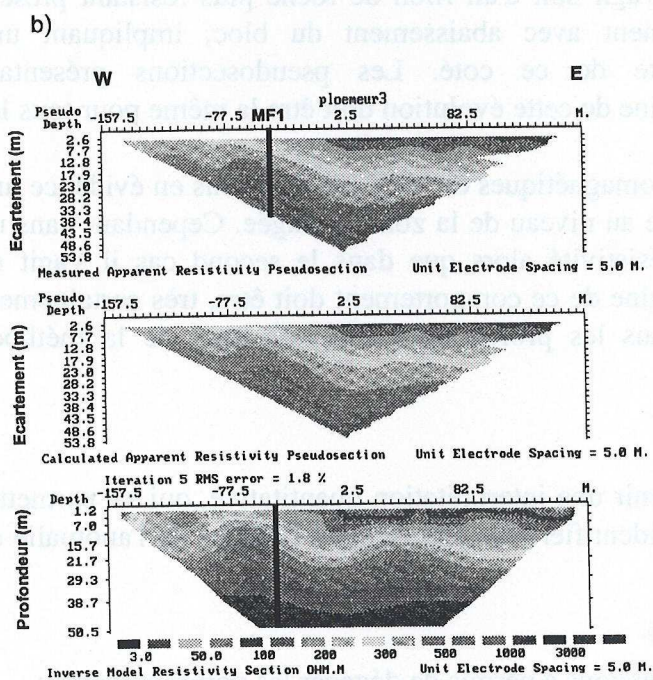
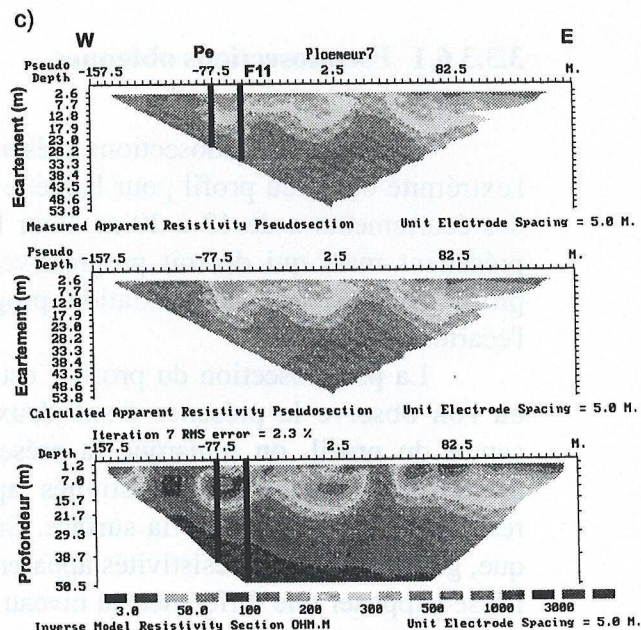
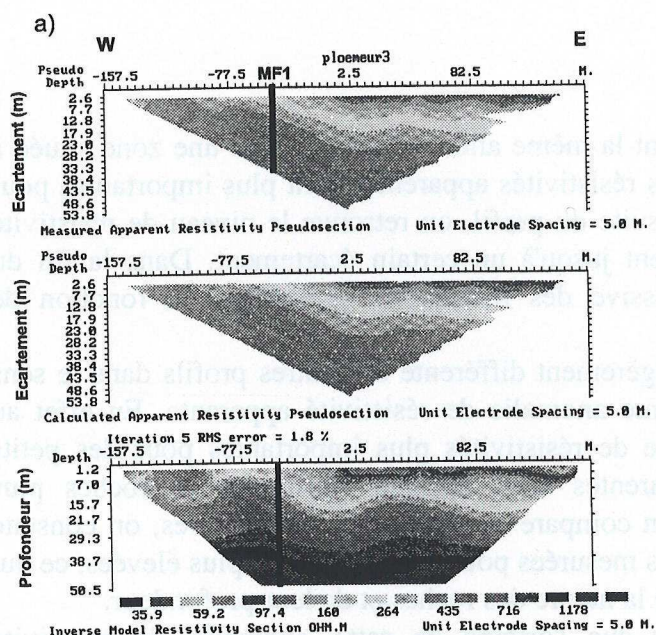


Figure I 29 : Inversions des pseudosections : a), b) profil 3 et c), d) profil 7. (b et c correspondent à une échelle de résistivité normalisée).

3.3.3.6 Interprétations.

3.3.3.6.1 Pseudosections obtenues.

Toutes les pseudosections présentent la même allure générale, avec une zone située à l'extrémité ouest du profil pour laquelle les résistivités apparentes sont plus importantes pour des écartements a de 13 à 20 m. Pour la suite du profil, on retrouve le niveau de résistivité précédent mais qui décroît progressivement jusqu'à un certain écartement. Dans la fin du profil on note une augmentation progressive des résistivités apparentes en fonction de l'écartement.

La pseudosection du profil 7 est légèrement différente des autres profils dans le sens où l'on observe la présence d'une deuxième anomalie de résistivité apparente. En effet au centre du profil, on remarque la présence de résistivités plus importantes pour des petits écartements. Ces fortes résistivités apparentes nous indique l'influence de roches plus résistantes à proximité de la surface. Si on compare ce profil avec les 6 autres, on constate que, globalement, les résistivités apparentes mesurées pour ce dernier sont plus élevées, ce qui laisse supposer une différence au niveau de la nature des roches et de leur profondeur.

Les modélisations nous indiquent que l'origine de cette 'anomalie' de résistivité apparente doit être liée à l'influence de roches plus résistantes présentes à cet endroit. Deux hypothèses peuvent être émises. Il peut s'agir soit d'un filon de roche plus résistant présent dans les altérites, soit d'un décrochement avec abaissement du bloc, impliquant une profondeur d'altération plus importante de ce côté. Les pseudosections présentant pratiquement toutes la même allure, l'origine de cette évolution doit être la même pour tous les profils.

On rappelle que les mesures électromagnétiques de VLF ont aussi mis en évidence une anomalie de résistivité apparente localisée au niveau de la zone grillagée. Cependant dans un cas il s'agit d'une anomalie de faible résistivité alors que dans le second cas il s'agit de l'influence de roche plus résistante. L'origine de ce comportement doit être, très certainement mis en relation avec une différence dans les profondeurs d'investigation de la méthode utilisée.

3.3.3.6.2 Inversion des données.

L'inversion des données nous fournir une interprétation quantitative, qui va permettre de localiser l'interface altérites-socle et d'identifier plus précisément l'origine de l'anomalie de résistivité apparente.

Observation des données inversées.

L'observation des résultats des inversions a permis de dégager les points suivants :

- on remarque, de façon très localisée, la présence en surface de deux zones, larges de 10-20m chacune et ayant des résistivités très faibles, inférieures à 50 $\Omega.m$. Elles sont localisées à proximité du ruisseau, en début de profil et proche de la haie.

- pour tous les profils, on note la présence de deux anomalies qui se caractérisent par la présence plus proche en surface de résistivités électriques élevées ; En ce qui concerne l'échelle de couleur, elles correspondent au violet et rouge et représentent des résistivités électriques de l'ordre de 500-700 $\Omega.m$. A partir des deux représentations, on constate que ces anomalies n'ont pas la même importance, non seulement au sein d'un même profil mais aussi entre profil, comme par exemple les profils 4 et 5. Pour un même profil, l'anomalie la plus

marquée est toujours située dans la partie la plus à l'ouest du profil, exactement au niveau de la zone grillagée. Au niveau du profil 7, on constate la présence d'une troisième anomalie résistante, très marquée et très proche de la surface.

- au-delà de ce niveau particulier de 700-800 $\Omega.m$, on retrouve un milieu où les résistivités augmentent avec la profondeur, pouvant atteindre dans certains cas plus de 3000 $\Omega.m$. Ces niveaux, situés en début de profil à une profondeur d'une vingtaine de mètres, sont pratiquement tous faiblement pentés vers l'est. Seul le profil 5 montre un comportement différent avec des remontées de ces niveaux plus résistants. Du fait de la plus faible densité des points de mesure pour les grands écartements et de la profondeur d'investigation de la méthode, les informations obtenues au-delà de 38 m de profondeur ne seront pas prises en considération.

Nous allons revenir plus en détail sur la zone d'anomalie (500-700 $\Omega.m$) par une description plus approfondie de ce niveau le long du profil.

En début de profil, coté ouest, ce niveau, d'apparence horizontale, se situe à une profondeur de 21-25 m. On observe ensuite une remontée très localisée de cette couche de résistivités électriques. Ce niveau se retrouve à une profondeur de 10-13 m, sur une longueur de 30 à 40 m. Par la suite du profil on retrouve cette couche particulière de nouveau horizontale et située à la profondeur initiale de 21-25 m. On note la présence, dans certain profil, d'une légère remontée, localisée à 50 m environ de la précédente. Cette deuxième anomalie est particulièrement marquée au niveau du profil 5 et de même importance que celle située la plus à l'ouest.

Les anomalies résistantes, présentes le long du profil 7, ont la particularité d'être très proches de la surface comparativement aux précédentes.

En fin de profil, coté est à proximité du ruisseau, ce niveau 500-700 $\Omega.m$ se retrouve à des profondeurs comprises entre 20 et 30 m.

Identification des différents niveaux.

Il s'agit d'essayer d'identifier à quels types de roche correspondent les différents groupes de résistivité mis en évidence précédemment. Pour cela nous allons comparer les données de résistivité avec les données de forages disponibles, c'est à dire les cuttings, les mesures de débits instantanés et les diagraphies.

- résistivités inférieures à 50 $\Omega.m$:

Deux zones de très faibles résistivités et de très faibles épaisseurs ont été localisées à proximité, l'une du ruisseau et l'autre, d'un ancien drain. La proximité du ruisseau laisse supposer l'influence d'une zone hydromorphe d'où des concentrations en argiles importantes. Par conséquent, on peut interpréter ces zones très conductrices comme des zones très argileuses.

- résistivités de l'ordre de 50-700 $\Omega.m$

L'observation des données de forages nous indique que les valeurs, comprises dans cette gamme de résistivité, correspondent en fait à de la roche altérée. En effet les profondeurs obtenues, après inversion, correspondent relativement bien à celles observées à partir des données de forages. L'augmentation de la résistivité en fonction de la profondeur indique que le degré d'altération diminue et que l'influence de la roche saine est de plus en plus importante.

Cette remarque est à mettre en relation avec le mode d'altération du granite dont des études ont mis en évidence des gradients d'altération en fonction de la profondeur.

- résistivités supérieures à 800 $\Omega.m$

Au niveau de l'anomalie principale du profil 4 on remarque des résistivités supérieures à 800 $\Omega.m$, localisées à une profondeur de 13 m et à proximité de F32. Si on compare avec les cuttings, on constate, à cette profondeur la présence d'un filon de granite sain de 6 m d'épaisseur et qui pourrait être à l'origine de l'anomalie observée. Cette anomalie résistante se retrouve dans les sept profils. Toutefois on ne retrouve pas dans tous les puits présents à proximité des profils, un filon de roche saine localisé dans les altérites. En particulier pour le profil 7, deux puits sont situés à proximité de cette première anomalie et aucun filon de granite sain n'a été détecté dans les altérites.

Dans la partie précédente, nous avons souligné la présence d'une seconde anomalie de résistivité plus ou moins importante suivant les profils. Cette anomalie est particulièrement marquée pour le profil 5 où on a observé une remontée très localisée des résistivités à proximité du puits MF2. Un log Gamma indique la présence à 20 m de profondeur d'un niveau, épais de 3 m, plus radioactif, qui peut être interprété comme un filon de granite sain. Un filon de granite sain semble, par conséquent être à l'origine de cette anomalie de résistivité à proximité de MF2.

La troisième anomalie présente uniquement dans le profil 7 nous indique la présence très localisée et à très faible profondeur de roche résistante de type filon de granite.

La comparaison avec les cuttings et les diagraphies montre que les niveaux ayant cette résistivité électrique correspondent pour tous les forages à de la roche saine, granite ou micaschistes. Cette valeur pour une roche saine n'est pas trop éloignée des valeurs attendues généralement pour un granite sain, de l'ordre de 1000 $\Omega.m$, comme il a été précisé au paragraphe 2.2.1. L'observation avec les données de forages nous indique que la profondeur d'altération au niveau du profil 7 est plus faible que pour le reste des profils.

La question est maintenant de savoir si l'origine de cette anomalie est toujours la même et provoqué uniquement par un filon de roche saine, localisé dans les altérites. En particulier, est ce qu'au niveau de F11 et Pe, l'interprétation proposée est toujours valable puisque aucune trace de roche saine dans les altérites n'a été précisée ? . De plus, à partir des modélisations effectuées précédemment, on a vu qu'il est difficile de faire la différence entre les pseudosections obtenues à partir des trois modèles. L'origine de cette anomalie peut par conséquent être multiple et pas uniquement provoquée par la présence d'un filon de roche saine localisé à 10 m de profondeur.

Localisation des anomalies :

A partir des remarques suivantes, nous avons localisé ces anomalies de résistivité sur une carte comprenant les forages, Figure I 30. On constate ainsi que l'on peut mettre en évidence une extension latérale de ces anomalies sur la zone. L'anomalie la plus marquée, localisée au niveau de la zone grillagée semble avoir une orientation N20 alors que la seconde, située à 50 m de cette dernière et en bordure de haie, a une extension plutôt N-S. L'orientation de la troisième anomalie ne peut être définie puisqu'elle est présente uniquement dans le profil 7.

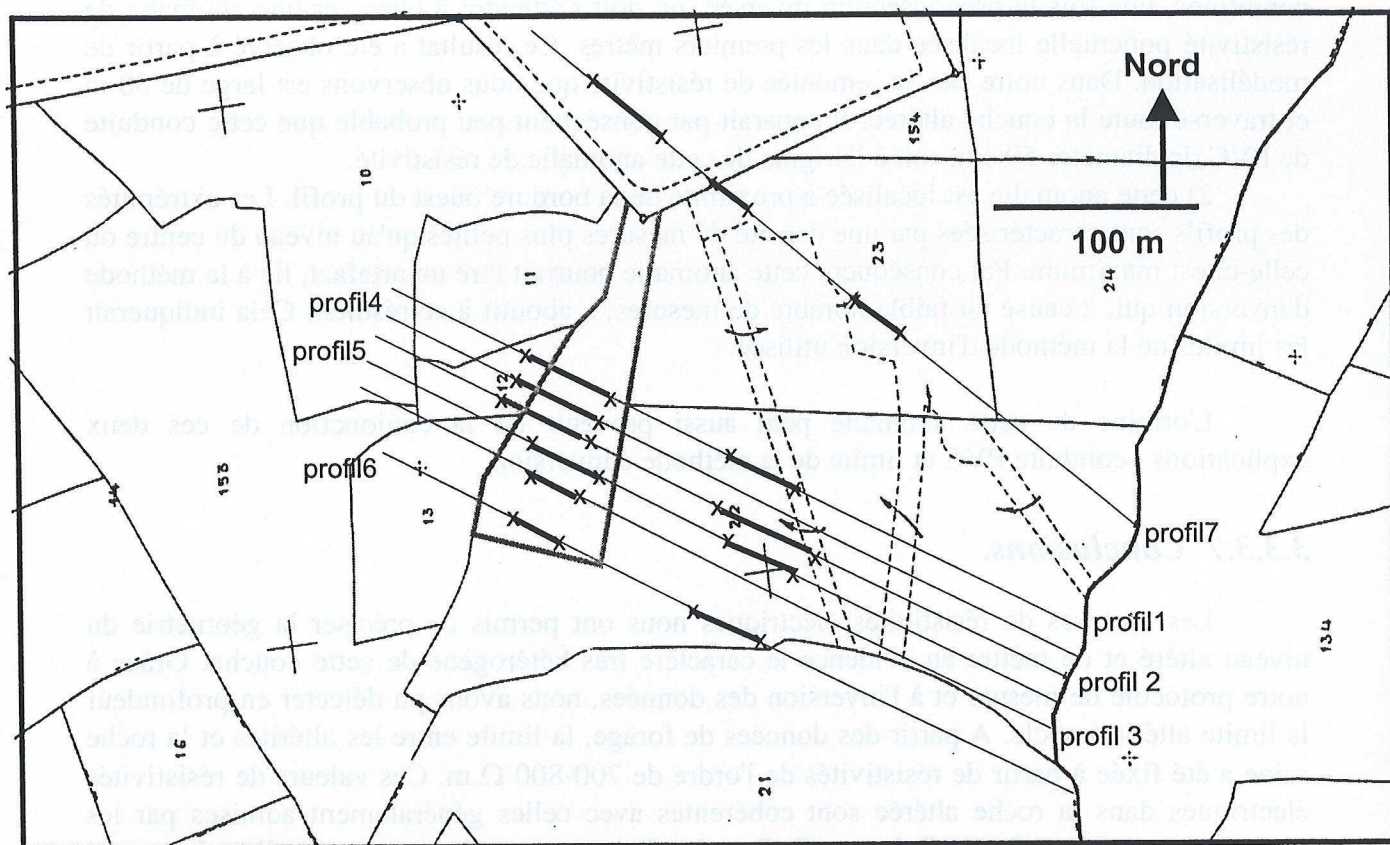


Figure I 30 : Localisation des anomalies résistantes le long des profils.

Discussion concernant l'origine de l'anomalie résistante principale :

On rappelle que cette remontée des résistivités est très localisée, très brusque et présente dans tous les profils. A proximité du forage F32, l'origine de cette remontée des résistivités peut être liée à la présence d'un filon de granite sain. Cependant dans les rapports Géoarmor aucune observation concernant la présence d'un filon de granite sain dans les altérites n'a été faite pour les forages F28, F29, F11 et Pe. De plus, à partir des modélisations effectuées précédemment, on a vu qu'il est difficile de faire la différence entre les pseudosections obtenues à partir des trois modèles. L'origine de cette anomalie peut par conséquent être multiple et pas uniquement due à la présence d'un filon de roche saine, localisé dans les altérites. Tout cela nous amène à penser qu'il est peu probable que cette anomalie soit d'origine géologique.

A partir de cette conclusion, nous avons cherché à identifier qu'elle pouvait être la cause de cette anomalie et nous avons trouvé deux explications possibles :

1) En consultant les responsables des services techniques de la mairie de Ploemeur, nous avons obtenu un plan détaillé de la localisation des canalisations présentes sur la zone. Ainsi, une conduite en PVC est présente sur la zone : elle traverse la zone grillagée, à proximité des forages pompés, en direction du forage F19 et est enterrée à 5 mètres de profondeur. Dans les pseudosections, du fait de la faible profondeur, l'influence de cette conduite va être observée uniquement pour les écartements a les plus petits. Dans ces

conditions, une fois la pseudosection inversée, on doit s'attendre à observer une anomalie de résistivité ponctuelle localisée dans les premiers mètres. Ce résultat a été observé à partir de modélisation. Dans notre cas, la remontée de résistivité que nous observons est large de 30 m et traverse toute la couche altérée. Il apparaît par conséquent peu probable que cette conduite de PVC de diamètre 50 cm, soit à l'origine de cette anomalie de résistivité.

2) cette anomalie est localisée à proximité de la bordure ouest du profil. Les extrémités des profils sont caractérisées par une densité de mesures plus petites qu'au niveau du centre où celle-ci est maximum. Par conséquent cette anomalie pourrait être un artefact, lié à la méthode d'inversion qui, à cause du faible nombre de mesures, a abouti à ce résultat. Cela indiquerait les limites de la méthode d'inversion utilisée.

L'origine de cette anomalie peut aussi provenir de la conjonction de ces deux explications : conduite PVC et limite de la méthode d'inversion

3.3.3.7 Conclusions.

Les mesures de résistivités électriques nous ont permis de préciser la géométrie du niveau altéré et de mettre en évidence le caractère très hétérogène de cette couche. Grâce à notre protocole de mesure et à l'inversion des données, nous avons pu détecter en profondeur la limite altérites-socle. A partir des données de forage, la limite entre les altérites et la roche saine a été fixée à partir de résistivités de l'ordre de 700-800 $\Omega.m$. Ces valeurs de résistivités électriques dans la roche altérée sont cohérentes avec celles généralement admises par les professionnels (com. Orale, G. Lucas, R. Ruault). D'autres part plusieurs anomalies résistantes ont aussi pu être détectées sur la zone : deux anomalies résistantes, d'importance différente et d'orientation respectivement, N20 et NS. Une troisième anomalie très superficielle a été détectée au niveau du profil 7, mais son orientation n'a pu être précisée.

Notre première interprétation a été de considérer que l'origine de ces anomalies est à relier avec la présence de roche saine plus ou moins profonde, localisée dans les altérites.

→ le caractère localisé et brusque de la remontée de résistivité la plus importante (anomalie N20) et l'interprétation peu convaincante du filon de granite nous ont amené à penser à une origine non géologique. Ainsi l'origine la plus probable apparaît être un artefact lié à la méthode d'inversion, du fait de la faible densité de mesures en bordure de profil.

→ une deuxième anomalie, moins marquée et située à environ 50 m de la première, a aussi été détectée sur la zone. Contrairement à la première, cette dernière est due à l'influence de roche saine plus ou moins profonde, suivant la géométrie de la couche altérée.

→ le profil 7, légèrement au nord des autres profils, met en évidence l'influence d'anomalie résistante le long du profil, situées à proximité de la surface. De plus des profondeurs d'altération plus faibles, y compris à proximité du ruisseau sont mises en évidence par cette méthode.

La présence de cette anomalie de résistivité pose le problème des précautions à prendre, à la fois :

- avant la mise en œuvre de toute expérimentation géophysique. En effet dans le cas de prospection électrique, il est fondamental de connaître l'état des lieux du sous-sol, avec en particulier, la localisation des conduites et des lignes électriques. D'autre part pour s'affranchir des effets de bords, introduit par la méthode d'inversion, il faut prévoir des profils électriques plus longs afin d'avoir une densité de mesures maximum pour l'intervalle d'étude.

- lors de l'interprétation des données. En effet il est important de se poser des questions sur la réalité géologique des sections des résistivités obtenues suite à l'inversion et ne pas essayer d'interpréter la section obtenue en détail. Comme on l'a déjà précisé, le résultat de l'inversion va dépendre du nombre de points de mesure et de la méthode d'inversion utilisée.

3.4 Sismique Réflexion haute résolution

3.4.1 Introduction

A l'origine, la méthode sismique était destinée aux applications profondes, principalement orientées dans le domaine de l'exploration pétrolière. Depuis une vingtaine d'années on assiste au développement de nombreuses expérimentations de subsurface (0-100 m) dans des domaines d'applications variés : localisation d'anciennes décharges enterrées, localisation de cavités, recherche d'eau, localisation de fractures dans des massifs cristallins destinés au stockage de déchets radioactifs. Suite à des développements technologiques (sources sismiques hautes fréquences, enregistreurs numériques adaptés ...), la méthode sismique haute résolution fait partie des méthodes classiquement employées dans ce genre d'application.

Le principe général de la méthode sismique consiste à émettre un signal source dans le milieu et à mesurer à un récepteur donné, les signaux, résultants de la propagation du signal initial dans le milieu.

Rappel des objectifs :

D'un point de vue géologique, le site de Kermadoye est localisé au niveau d'une zone de contact entre, au nord, des micaschistes et au sud du granite. Ce contact, large d'environ un kilomètre, est faiblement penté et orienté vers le nord. Cette zone a la particularité d'être composée de micaschistes injectés de nombreux filons de granite et de pegmatites. L'examen des données de forage (cuttings et des débits au soufflage) a montré que des arrivées d'eau très importantes sont localisées au niveau de filons de pegmatites très fracturées.

La présence de fractures sub-horizontales très productrices en eau est un phénomène nouveau par rapport au modèle de recharge classique, par une zone de fracture verticale, que l'on s'attend à trouver dans les régions de socle comme en Bretagne. De ce fait, la compréhension de ce nouveau modèle de circulation nécessite une bonne connaissance de la géométrie de la zone afin de mettre en évidence les grandes structures, à l'origine des circulations dans le milieu. Dans notre cas, nous recherchons plus particulièrement à détecter une zone de fracture horizontale discontinue très productrice en eau et correspondant à des filons de pegmatites fracturées, d'épaisseur maximum 10 m et localisés à des profondeurs comprises entre 50 à 100 mètres.

Ce travail a été réalisé en collaboration avec le laboratoire de recherche d'acoustique de l'Ecole Centrale de Lille.

3.4.2 Méthodes sismiques.

Parmi les méthodes sismiques utilisées dans le domaine de l'imagerie de subsurface, il existe deux grandes familles : la sismique de puits et la sismique de surface. Parmi la première on peut distinguer la tomographie sismique et la sismique de profil vertical (sismique PSV) alors que la seconde comprend les méthodes de sismique réflexion haute résolution et de réfraction. Nous allons rapidement présenter ces méthodes en donnant, pour chacune, des exemples appliqués à la subsurface et plus particulièrement à la détection de fractures dans un milieu.

3.4.2.1 Tomographie sismique.

La mise en œuvre de cette méthode se fait à partir de deux puits dans lesquels sont placés séparément les dispositifs d'émission et d'acquisition. La tomographie sismique consiste à déterminer le modèle de vitesse entre deux puits, à partir de l'inversion des temps de premières arrivées des ondes enregistrées. La présence d'anomalie de vitesse sera 'directement' reliée à une anomalie géologique comme par exemple à des zones de fracture. Cette technique requiert obligatoirement la présence d'un certain nombre de forages sur la zone, pas trop éloignés les uns des autres afin d'avoir une bonne couverture, ce qui contribue à alourdir le coût de l'expérimentation. De plus, cette mise en œuvre, simple au premier abord, nécessite avant tout l'élaboration d'un programme d'inversion adapté qui peut devenir très coûteux en ce qui concerne les temps de calcul.

Cette méthode connaît un essor important depuis une dizaine d'années. Du fait des coûts importants de sa mise en œuvre, la tomographie sismique a été plus particulièrement utilisée dans le cadre de grands programmes de recherche sur le stockage, liés à la caractérisation géophysique de milieux cristallins (Stripa Project, Grimsel).

3.4.2.2 Sismique PSV.

La sismique PSV consiste à placer le dispositif d'acquisition dans un puits et le dispositif d'émission en surface. Deux mises en œuvre sont possibles :

- étude des ondes réfléchies : les applications utilisant la sismique PSV sont moins nombreuses car elles nécessitent la présence de puits sur la zone. Néanmoins la sismique PSV a été utilisée dans le cadre de détection de fractures dans des massifs granitiques en Suède et en Suisse (Stripa Project, Grimsel).

- étude des ondes de tubes : cette méthode consiste à générer depuis la surface une onde de compression qui, si elle rencontre une fracture ouverte va se propager dans le fluide sous forme d'un pulse. Ce pulse donnera ensuite naissance dans le forage à une onde de tube, appelée onde guidée, qui se propagera le long du tubage dans les deux directions. On appelle ce type d'onde, ondes de Stoneley qui sont caractérisées par des fréquences faibles (Biot, 1952 ; White 1965). A partir de l'étude des amplitudes de ces ondes et de modèles théoriques, il est possible de déterminer quantitativement la perméabilité d'une fracture (Cheng et al, 1985 ; Hardin et al, 1987 ; Paillet et al, 1987 ; Li et al, 1994). Dans tous les cas, la difficulté est de construire un modèle théorique de perméabilité qui prenne bien en compte la physique du milieu.

3.4.2.3 Sismique réfraction.

Cette méthode consiste à enregistrer les ondes de compression ou ondes P, qui se sont propagées le long d'une ou plusieurs interfaces dans le milieu. La différence entre la méthode de sismique réflexion et réfraction dépend essentiellement de l'angle d'incidence des rayons. Dans le cas de la réfraction, l'angle d'incidence est supérieur ou égal à l'angle critique, ce qui se traduit dans la mise en œuvre, par des distances entre le dispositif d'émission et la source plus importantes. Cette technique ne peut être utilisée que pour des milieux dans lesquels la vitesse sismique augmente avec la profondeur.

De part ses propriétés, cette technique est parfaitement adaptée à la localisation, dans un milieu, de la limite altérite-socle et le toit de la nappe (Heani, 1986).

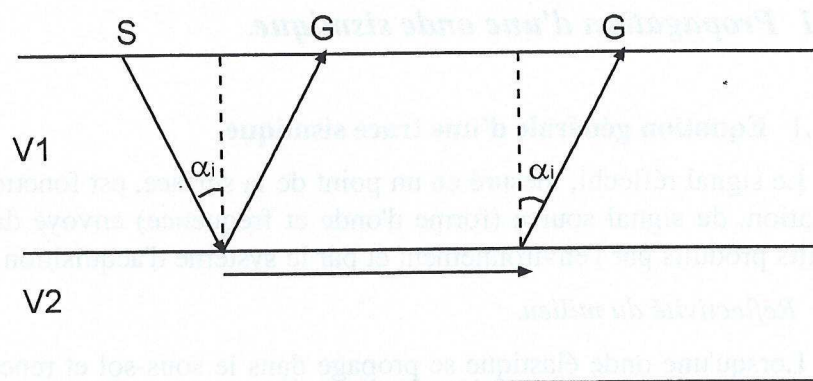


Figure I 31 : Principe de la sismique réfraction

3.4.2.4 Sismique réflexion haute résolution.

Cette méthode consiste à enregistrer les ondes réfléchies le long d'interfaces entre des milieux différents. Cette technique a vu son essor dans le domaine de l'imagerie de subsurface grâce à des recherches concernant la technologie et plus particulièrement la mise au point de sources sismiques hautes fréquences permettant la détection de structures de faibles épaisseurs et peu profondes.

Le choix de la source va aussi déterminer le type d'onde qui va être émis dans le milieu. Ainsi on peut générer soit des ondes de compression ou ondes P, soit des ondes de cisaillement ou ondes S qui ont des caractéristiques de propagation différentes. L'étude des ondes S va permettre, en particulier de détecter la présence d'eau dans le milieu.

Parmi les applications, basées sur la sismique réflexion HR, on peut citer la détection de cavités (Piwakovski, 1994), la localisation de fractures dans des massifs cristallins en Suède (Stripa, ; Finnsjon, Jublin, 1995 ; Kim et al, 1994) ; aux Etats Unis (Mirror Lake) et en Suisse (Grimsel). Les nombreuses expérimentations, concernant la détection de fractures, nous indiquent les capacités de la méthode. Du fait de la présence d'eau dans les fractures, le coefficient de réflectivité est généralement supérieur à celui de la roche encaissante, d'où une amplitude des signaux réfléchis plus forte. De plus les vitesses sismiques et les densités sont généralement plus faibles au niveau des fractures que dans l'encaissant. De part ces propriétés,

il apparaît clairement que la signature sismique est différente de celle de l'encaissant. Malgré cette différence, la détection d'un réflecteur va dépendre uniquement de la résolution de la méthode, fonction de la fréquence du signal source.

3.4.3 Principe de la sismique réflexion haute résolution.

La sismique réflexion consiste à propager, à partir de la surface, un signal source dans le sous-sol et à mesurer, à des distances croissantes de la source les ondes réfléchies en différents points. On parle de haute résolution, principalement du fait de l'utilisation d'une source sismique haute fréquence, permettant de détecter des structures peu épaisses. Dans cette partie nous allons introduire les principaux fondements de la sismique réflexion, sa mise en œuvre et les traitements réalisés pour obtenir une section sismique, à partir des données enregistrées.

3.4.3.1 Propagation d'une onde sismique.

3.4.3.1.1 Equation générale d'une trace sismique.

Le signal réfléchi, mesuré en un point de la surface, est fonction à la fois, du milieu de propagation, du signal source (forme d'onde et fréquence) envoyé dans le sous-sol ainsi que des bruits produits par l'environnement et par le système d'acquisition.

Réflexivité du milieu.

Lorsqu'une onde élastique se propage dans le sous-sol et rencontre une interface entre deux milieux différents, une partie de l'énergie est réfléchie vers la surface et l'autre est transmise dans le milieu sous-jacent. La réflexion d'une onde est due à une variation d'impédance acoustique Z entre deux milieux. Elle est définie par la relation suivante :

$$Z = \rho \cdot V$$

V : vitesse sismique

ρ : densité du milieu

La variation d'amplitude entre l'onde incidente et l'onde réfléchie est contrôlée par le coefficient de réflexion qui dépend du rapport des impédances entre les deux milieux.

$$CR = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

Pour un milieu tabulaire on s'attend à obtenir des variations du coefficient de réflexion avec la profondeur impliquant des variations dans la forme et dans l'amplitude du signal réfléchi, par rapport au signal incident.

Le signal source.

Le signal source est caractérisé par une énergie et une gamme de fréquence qui permettront d'atteindre une certaine profondeur de pénétration et une certaine résolution spatiale.

Le signal, enregistré en surface après propagation dans le milieu est une convolution entre le coefficient de réflectivité du milieu et le signal source :

$$S(t)=w(t)*R(t)$$

avec

$S(t)$: signal réfléchi

$w(t)$: signal source

$R(t)$: réflectivité du milieu

Du fait de l'amortissement de l'amplitude du signal avec la profondeur, un facteur gain $G(t)$ doit être pris en compte dans l'expression précédente. L'expression devient :

$$S(t)=G(t)[w(t)*R(t)]$$

Le bruit.

Le bruit dans les données peut avoir plusieurs origines : on distingue généralement les bruits naturels, qui existent en dehors de toute activité sismique (vent, routes...) et ceux provoqués lors de l'acquisition des données ou au niveau du traitement. Dans un signal sismique, ce sont ces derniers qui sont prépondérants, avec une part importante due à l'influence des ondes de surface et des ondes liées au passage par l'air :

- ondes de surface : elles correspondent aux ondes de Rayleigh et Pseudo-Rayleigh qui se propagent le long des surfaces libres avec une vitesse un peu inférieure à celle des ondes de cisaillement. Ces ondes ont la propriété de s'atténuer rapidement en fonction de la profondeur mais lentement dans le sens du profil. Dans un enregistrement, ces ondes sont facilement reconnaissables puisqu'elles correspondent à des signaux BF qui se propagent à des vitesses faibles.

- ondes liées au passage par l'air : elles correspondent à la propagation du signal source dans l'air. Ce signal est facilement reconnaissable puisqu'il se traduit dans les données par une pente correspondant à la vitesse du son, soit 330 m/s. La fréquence de ce type d'ondes se traduit par des spectres en fréquence assez larges, se mêlant au signal utile d'où la nécessité de le filtrer.

Equation d'une trace sismique.

Tenant compte des paramètres précédents, l'équation d'une trace sismique s'écrit sous la forme suivante :

$$T(t)=G(t).[R(t)*s(t)]+b(t)$$

avec

$T(t)$: trace sismique

$G(t)$: courbe de gain permet de prendre en compte la diminution de l'amplitude en fonction de la profondeur

$s(t)$: signal source

$R(t)$: réflectivité du milieu

$b(t)$: signal résultant de tous les bruits

3.4.3.1.2 Equation du temps d'arrivée d'un signal réfléchi.

Milieu à deux couches horizontales et homogènes.

Si on considère un milieu homogène, à deux couches horizontales, et un dispositif d'acquisition de tir en bout de ligne, le temps de parcours de l'onde réfléchie, enregistrée à un géophone situé à une distance x du point de tir est donné par l'expression suivante :

$$t^2 = \frac{x^2}{V_M^2} + 4 \frac{h^2}{V_M^2}$$

h : épaisseur de la couche (m)

V_M : vitesse sismique moyenne de la couche (m/s)

Lors de l'enregistrement d'un tir, un réflecteur parallèle à la surface sera facilement reconnaissable par sa forme hyperbolique.

Milieu à n couches horizontales et homogènes.

Si on considère maintenant un milieu composé de n couches horizontales, l'équation décrivant la réflexion à la base de la n -ième couche est aussi de forme hyperbolique.

Il a été montré que dans le cas d'une propagation verticale aller et retour, la vitesse moyenne est très peu différente de la Vitesse Moyenne Quadratique ou V_{RMS} et est définie par l'expression suivante :

$$V_{rms}^2 = \frac{\sum_i V_i^2 t_i}{\sum_i t_i}$$

V_i : vitesse sismique moyenne dans la couche i (m/s)

t_i : temps de parcours vertical dans la couche i (s)

3.4.3.2 Mise en œuvre.

Cette étape est fondamentale puisqu'elle conditionne, pour une grande part, la qualité des données enregistrées, c'est à dire la réussite de la campagne sismique. La mise en œuvre de la sismique doit prendre en compte principalement la géométrie du système et les caractéristiques du signal source.

3.4.3.2.1 Géométrie du dispositif.

Suivant les objectifs recherchés, la géométrie du dispositif utilisé est différente. Dans tous les cas, l'optimisation des paramètres de mesure a pour but de rendre le rapport Signal/Bruit, que l'on écrira S/N par la suite, le plus grand possible lors de l'acquisition des données.

Les principaux paramètres à définir afin de limiter l'importance de ces bruits sont les suivants :

- technique de tir
- nombre de géophones et leur fréquence de coupure, espacement inter-géophone et espacement inter-tir.
- pas d'échantillonnage et durée d'acquisition.

3.4.3.2.2 Technique de tir en couverture multiple.

La technique de tir en couverture multiple est la technique la plus couramment employée en sismique réflexion (Waters, 1978). Cette méthode permet de 'voir' plusieurs fois un même point d'un réflecteur (point miroir), sous des incidences différentes, c'est à dire pour des distances source-géophone (offsets) différentes. La sommation des différentes traces d'un même point miroir va avoir comme effet d'améliorer le rapport S/B d'un facteur \sqrt{n} où n est le nombre de traces. Par conséquent, plus la couverture est importante, plus le rapport S/B sera grand et meilleur sera la qualité des données. La Figure I 32 illustre ce principe.

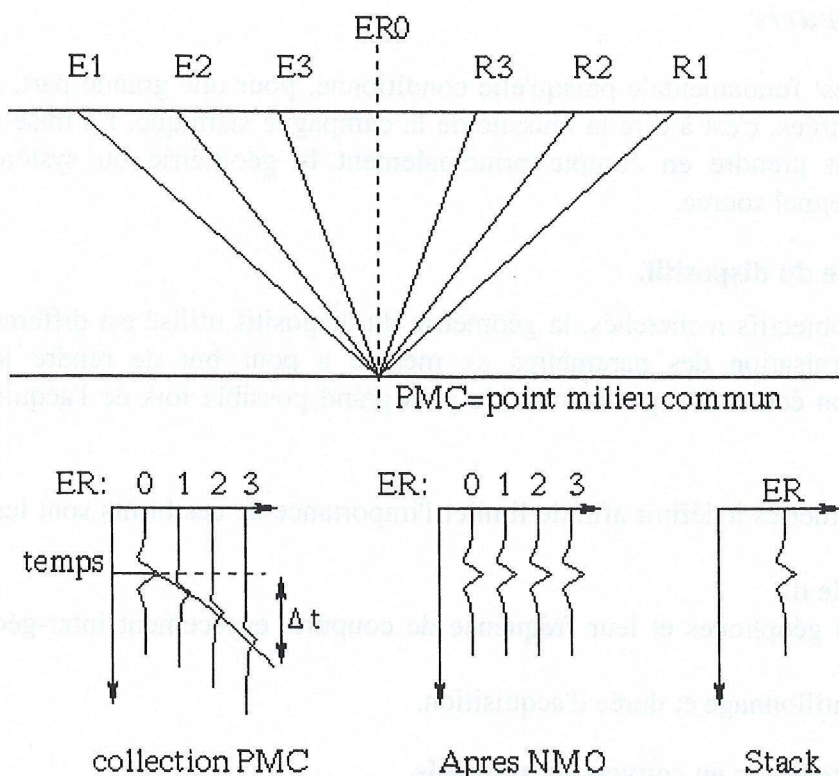


Figure I 32 : Principe de la couverture multiple (PMC : point milieu commun, NMO : normal move out, Stack : addition des différentes traces).

Les caractéristiques d'un profil en couverture multiple sont les suivantes :

- géophones disposés en ligne à égale distance les uns des autres.
- tir effectué en bout de ligne, en général, à une distance multiple de la distance inter-géophones. Lors de la configuration de la géométrie de l'expérimentation, la détermination de l'offset va permettre de limiter l'importance dans l'enregistrement de certains bruits comme les ondes de surface.
- après chaque tir, la source et les géophones sont décalés d'un multiple ou d'un sous multiple de la distance inter-géophone.

Dans ces conditions, le nombre de trace provenant du même point est déterminé par le nombre de géophones utilisés lors de l'acquisition. Classiquement une couverture 6 ou 12 est utilisée ce qui correspond à un nombre de 12 ou 24 géophones utilisés.

3.4.3.2.3 Sources sismiques hautes fréquences.

Lorsque l'objectif est de détecter dans le sous-sol des réflecteurs de faibles épaisseurs, situés à de faibles profondeurs, le choix de la source va être primordial. Plus on espère détecter des objets de faibles épaisseurs, plus le signal source doit être haute fréquence. Du fait de l'atténuation du signal avec la profondeur, plus on espère obtenir de l'information venant de profond plus le signal doit être énergétique et BF, si on désire aller plus profond.

Résolution de la sismique réflexion haute résolution.

Définition de la longueur d'onde.

L'épaisseur minimale pouvant être détectée va être fonction de la fréquence du signal source et de la vitesse du milieu :

$$\lambda = \frac{V}{f}$$

Avec λ : longueur d'onde (m)

V: vitesse du milieu (m/s)

f : fréquence centrale du signal source (Hz)

La longueur d'onde correspond à l'épaisseur minimale d'un réflecteur qui peut être détectée dans le milieu.

Pouvoir de résolution verticale :

La résolution verticale correspond à la possibilité de séparer en profondeur deux réflecteurs. Le pouvoir de résolution est fonction de la fréquence contenant le plus d'énergie et de la largeur du spectre de l'impulsion. Pour des applications de subsurface, la fréquence prépondérante doit être suffisamment grande pour pouvoir donner une longueur d'onde petite. En théorie, une structure peut être détectée si la longueur d'onde du signal sismique est plus petite que l'épaisseur de la couche. L'épaisseur minimale d'une structure dont on peut distinguer séparément le toit et le mur correspond à la limite de résolution. Pour pouvoir identifier clairement une zone de fracture, des expériences ont montré que la limite de résolution à laquelle on peut s'attendre, est de l'ordre de $\lambda/4$ (Juhlin et al., 1991).

Pouvoir de résolution latérale :

La résolution latérale correspond à la possibilité de pouvoir séparer latéralement des anomalies/structures du sous-sol. Ce pouvoir de résolution est lié à la première zone de Fresnel correspondant à la zone 'éclairée' du réflecteur par un front d'onde circulaire. La zone de Fresnel dépend, à la fois, de la profondeur z du réflecteur et de la longueur d'onde λ . On ne peut séparer latéralement deux accidents que si la distance horizontale qui les sépare est supérieure au diamètre D de la zone de Fresnel définie par :

$$D = \sqrt{2z\lambda}$$

Exemple de sources sismiques hautes fréquences :

Les sources, classiquement utilisées en sismique réflexion haute résolution, ont fait l'objet de nombreuses études, parmi lesquelles font références les deux synthèses comparatives de Millers et al, 1986, 1992. Dans ces travaux sont présentés les spectres en fréquences et en amplitudes de plusieurs types de sources mesurées, pour des milieux géologiquement différents. Dans le domaine de la sismique réflexion HF, les sources sont principalement de deux types : chute de poids ou explosif. Les conclusions de ces synthèses nous indiquent qu'il n'existe pas de source sismique 'miracle' et qu'une source qui donne de

bons résultats dans un certain milieu n'est peut être pas adaptée pour un autre type de milieu. La règle générale est qu'il faut une source la plus énergétique et qu'il faut faire un compromis entre la profondeur d'investigation et la résolution verticale.

3.4.3.3 Traitement des données.

Pour obtenir une coupe sismique, un certain nombre de traitements sont nécessaires. Ces derniers ont un double but : améliorer la qualité des signaux et mettre en forme les données afin d'obtenir une section sismique interprétable.

3.4.3.3.1 Phase de filtrage :

Cette phase va permettre l'élimination des bruits présents dans les données enregistrées, principalement les ondes de surfaces et les ondes dues au passage par l'air. Du fait de la propriété de ces ondes, notamment la largeur des spectres, les filtres f/k sont classiquement employés (Henry, 1992 ; Jeng, 1992). Les filtres f/k sont des filtres directionnels qui permettent, dans le domaine fréquence-nombre d'onde de filtrer une partie précise du spectre. Du fait des signatures très distinctes de ces signaux, les filtres f/k apparaissent particulièrement bien adaptés pour éliminer les ondes de surfaces et les ondes liées au passage par l'air.

3.4.3.3.2 Corrections statiques :

Cette opération consiste à corriger les temps d'arrivée des signaux réfléchis de deux effets :

- variation de la topographie le long du profil. Du fait de la distance source-offset, des variations de la topographie vont avoir comme effet d'augmenter ou de diminuer les temps d'arrivée des signaux réfléchis.
- influence de la couche superficielle. La couche superficielle correspond généralement à une couche fortement altérée et très hétérogène dans laquelle la vitesse sismique est plus faible.

Ces corrections ne peuvent être apportées que si l'on connaît la topographie exacte de la zone et si l'on a déterminé par un tir d'essai la vitesse de la zone de la couche altérée.

3.4.3.3.3 Correction NMO :

L'avantage de la couverture multiple est de pouvoir renforcer le rapport S/B grâce à la sommation de toutes les traces correspondant à un même point miroir (CDP). Cependant on constate, que du fait de la variation de la distance entre la source et le géophone introduisant un décalage en temps, les traces issues d'un même point miroir ne peuvent pas être directement additionnées. L'opération NMO consiste, par conséquent, à corriger chaque trace de l'influence de la distance entre la source et le géophone, introduit dans la mesure du temps d'arrivée du signal réfléchi. Après correction, on doit obtenir des traces pour lesquels le temps d'arrivée du signal réfléchi correspond à une incidence normale, c'est à dire une distance source-géophone nulle.

Pour cela il faut effectuer une analyse de vitesse qui consiste à déterminer, dans le cas de l'hypothèse d'un milieu tabulaire et homogène, la V_{RMS} de la couche qui permet de redresser le signal réfléchi. Connaissant la vitesse du milieu on peut calculer la correction NMO en temps δt à apporter à chaque trace :

$$\delta t \cong \frac{x^2}{V_{RMS}^2 \cdot (t + t_n)}$$

Avec t_n : temps à l'origine.

3.4.3.3.4 Sommation des traces : opération de stack

Une fois les corrections NMO réalisées, les différentes traces peuvent alors être additionnées permettant d'améliorer le rapport S/B. On obtient ainsi une trace stackée pour chaque CDP.

3.4.3.3.5 Coupe sismique :

La dernière étape consiste à représenter tous les CDP stackés ensemble, fournissant ainsi une coupe temps-espace du sous-sol. Cette représentation nous permet de localiser en temps, les principaux réflecteurs présents dans le sous-sol.

3.4.4 Résultats.

3.4.4.1 Déroulement des mesures.

3.4.4.1.1 matériel et géométrie.

- deux flûtes de 150 m, permettant le branchement de 100 géophones, espacés de 3 m. Les géophones utilisés ont une fréquence de coupure de 100 Hz.
- un enregistreur 24 traces de marque Géonics.
- source sismique haute fréquence de type shotgun : cette source consiste en un tube en acier de petit diamètre dans lequel on fait exploser une charge à blanc. Afin d'améliorer la qualité du signal source, l'explosion de la charge se produit dans un trou de 20 cm de profondeur rempli d'eau.

Les paramètres d'acquisition sont les suivants :	
temps d'échantillonnage	0,2 ms
temps d'écoute	204 ms
filtre	50 Hz (électrique)
Géométrie du dispositif :	
distance inter-géophone	3 m
distance entre chaque point source	3 m
distance entre la position de la source et le premier géophone	18 m et 30 m
couverture réalisée	12

Tableau I 5 : Protocole de mesures.

3.4.4.1.2 Profils réalisés.

Deux profils perpendiculaires ont été réalisés sur la zone et illustré, Figure I 33 :

1) Profil 1 : long de 360 m, ce profil est orienté N20 et localisé dans l'axe de la zone de faible résistivité apparente mise en évidence par la technique du VLF, présentée paragraphe 3.3.2, pp 54. Il débute au sud du forage F19, situé à une altitude de 30 m et se prolonge au-delà du forage F31. Plusieurs forages sont localisés à proximité de ce profil. L'altitude passe de 30 à 23 m sur les 150 premiers mètres du profil, le reste du profil se situant sur la partie plane de la zone.

2) Profil 2 : long de 300 m, ce profil est orienté perpendiculairement à la zone de faible résistivité apparente. Il débute au niveau de F36 et se termine au-delà de la zone grillagée en passant à proximité des forages MF1, F29 et F28. Ce profil est localisé uniquement sur la partie plane de la zone.

3.4.4.2 Coupes sismiques.

Les données enregistrées ont été traitées au laboratoire d'acoustique en collaboration avec M. Piwakowski. Différents traitements ont été appliqués sur les données enregistrées afin d'obtenir une représentation temps-espace du sous-sol. La procédure de traitement est la même que celle présentée paragraphe 3.4.3.3, pp 88.

Afin d'améliorer l'alignement et la continuité des réflecteurs, un gain automatique a été appliqué sur la section brute. On obtient ainsi une coupe filtrée à partir de laquelle les interprétations ont été réalisées. Pour chaque profil nous avons dans un premier temps décrit la coupe sismique et ensuite nous avons cherché à identifier les différents réflecteurs à l'aide des données de forages disponibles.

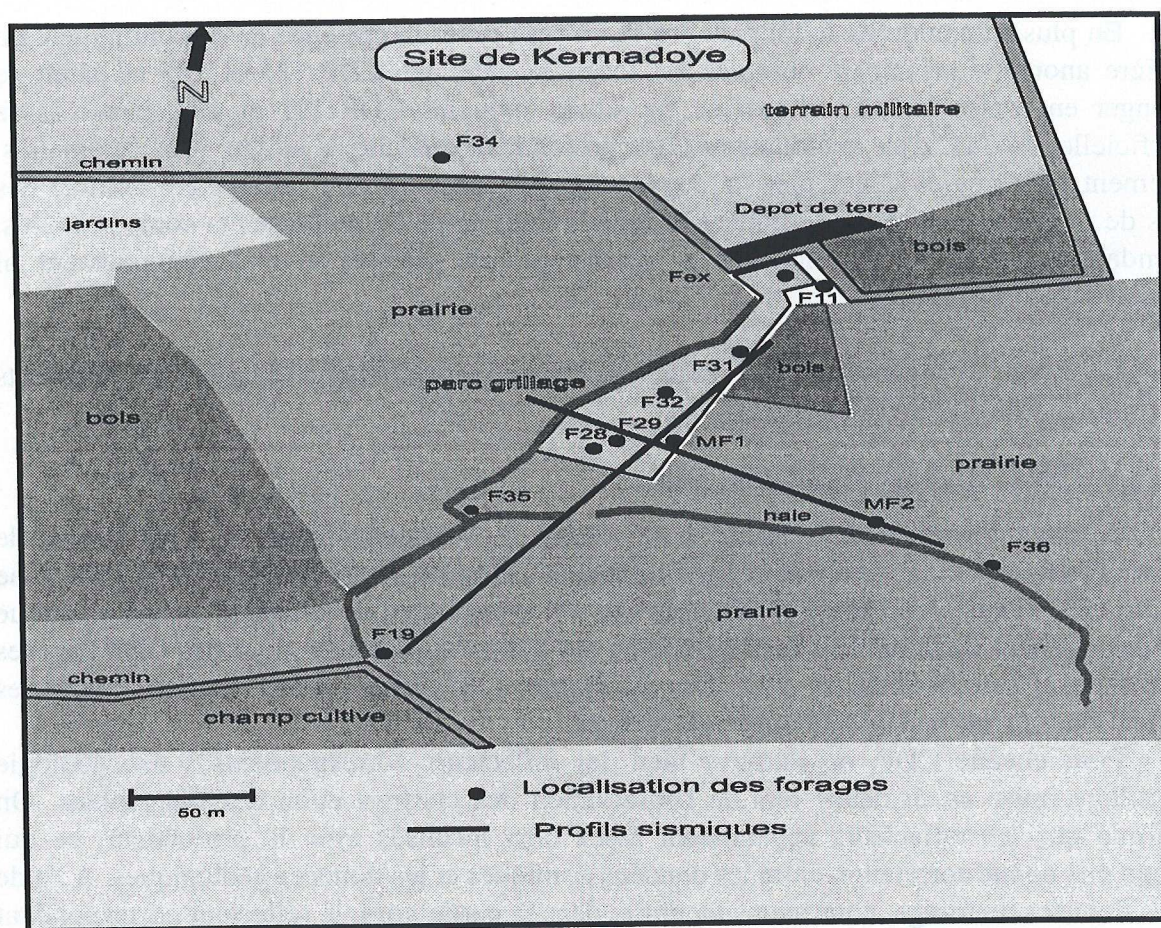


Figure I 33 : Localisation des deux profils sismiques.

3.4.5 Interprétations.

3.4.5.1 Profil 1.

3.4.5.1.1 Observations.

En première observation, on constate dans la section sismique, Figure I 34, que la continuité des réflecteurs et le nombre de réflecteurs n'est pas toujours le même, à la fois le long du profil et en fonction de la profondeur. L'apparition de discontinuités et de nouveaux réflecteurs laisse présager des variations dans la nature et l'état de la roche.

Parmi tous les signaux réfléchis, on peut, dans un premier temps, distinguer les réflexions ayant des amplitudes les plus fortes. En particulier, parmi les réflexions les plus marquées, on peut définir deux groupes de réflecteurs. Le premier correspond à trois réflecteurs, que l'on retrouve pratiquement sur toute la longueur du profil, parallèles, plus ou moins horizontaux et discontinus, principalement, en deux endroits. Le second groupe correspond à des réflecteurs dont les temps d'arrivée des signaux sont plus longs et qui sont limités à une petite portion le long du profil. Cette portion est localisée entre les CDP 150 et 170 à proximité de F28, F29. La continuité de ces réflecteurs plus marqués avec les autres réflecteurs n'est pas clairement évidente, laissant supposer une origine différente.

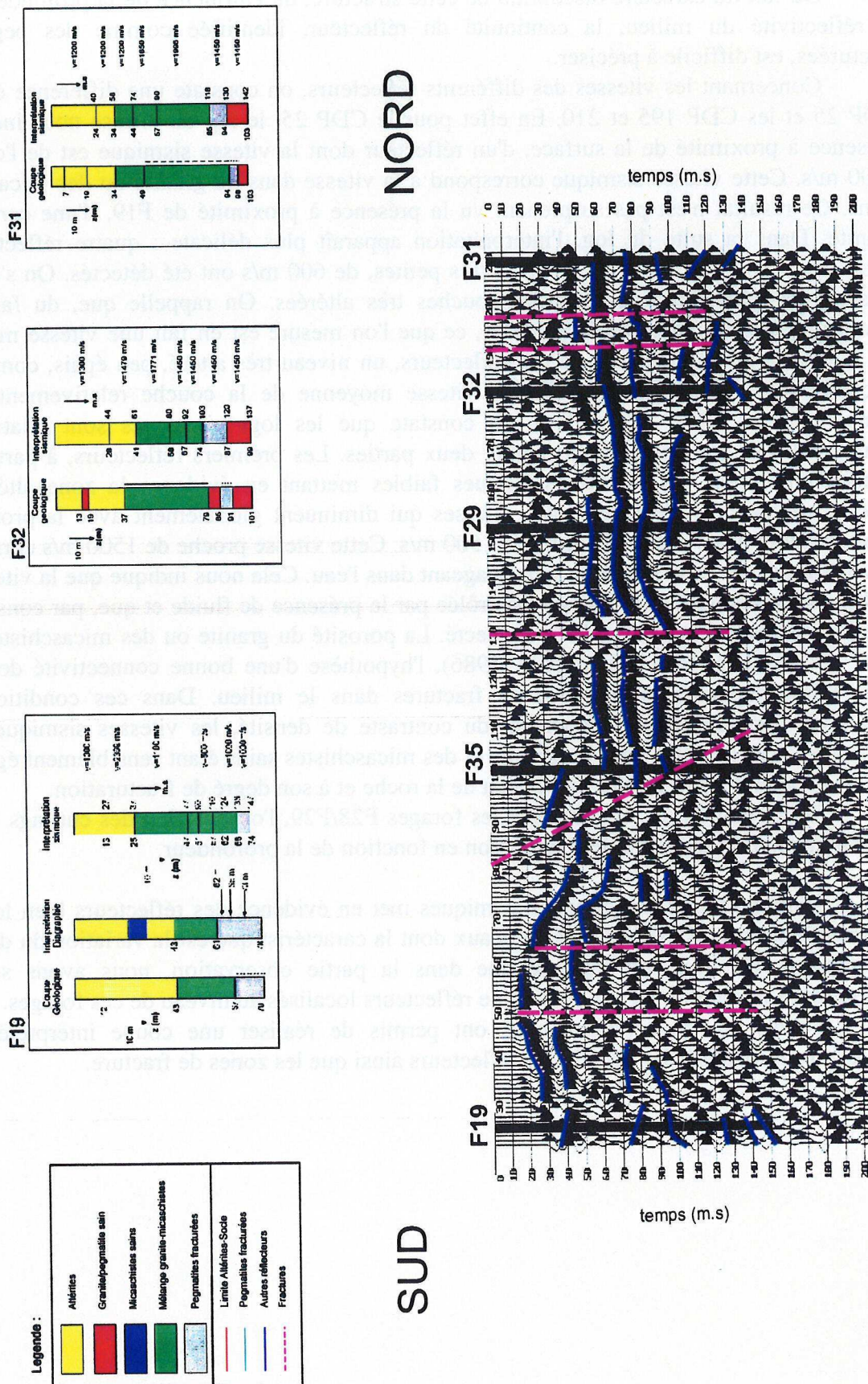
En plusieurs endroits le long du profil, on peut noter la présence de discontinuités. La première anomalie principale observée est localisée entre les CDP 125 et 135 et paraît se prolonger en profondeur. La deuxième est située entre les CDP 191 et 198, paraît assez superficielle du fait d'un prolongement en profondeur difficile à suivre. Ces anomalies, clairement mises en évidence dans la coupe sismique, peuvent être interprétées comme des zones de fractures verticales, délimitant la zone le long du profil en plusieurs compartiments. Cependant l'observation des données ne permet pas de préciser ni le fonctionnement ni l'orientation de ces fractures.

Ce travail d'observation fait, il nous faut maintenant chercher à identifier les différents réflecteurs présents le long de ce profil.

3.4.5.1.2 Calage avec les données de puits.

A partir des résultats de l'analyse de vitesse, il est possible, pour un CDP donné, de calculer l'épaisseur et la vitesse de chaque réflecteur. Ainsi on peut construire un log sismique pour un CDP donné. Ce travail n'a d'intérêt que s'il est possible de comparer ce log sismique avec des données de puits. Des logs sismiques ont donc été construits pour des CDP proches des forages F29/F28, F32 et F31. Sur la Figure I 35, nous avons reporté toutes les informations correspondant aux différents forages.

Pour chaque CDP, on retrouve bien des réflecteurs correspondants à une géologie particulière, mise en évidence lors de l'observation des cuttings et/ou des diagraphies. On remarque que les réflecteurs apparaissent assez bien localisés avec la profondeur, ce qui indique une bonne corrélation entre les données sismiques et les données géologiques. A l'aide de ces données de forage, nous avons identifié, dans la partie nord, le réflecteur correspondant à la limite altérites-socle qui apparaît plat sur la coupe sismique. En revanche, dans la partie sud du profil, du fait de l'influence de la topographie et du manque d'informations, il nous a été difficile de l'identifier. La zone de pegmatites fracturées, localisée à une profondeur de plus de 70 m dans les puits F19, F32 et F31, a été identifiée au niveau des CDP 25, 195 et 210.



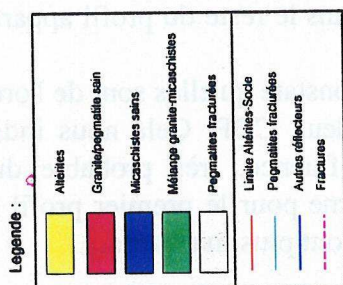
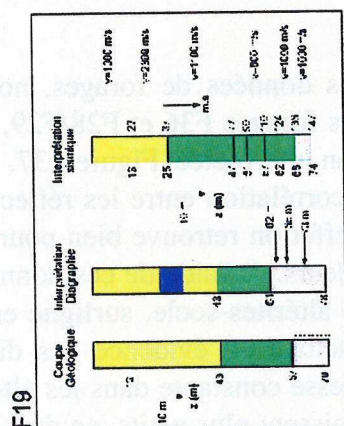
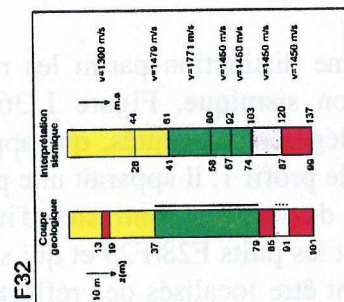
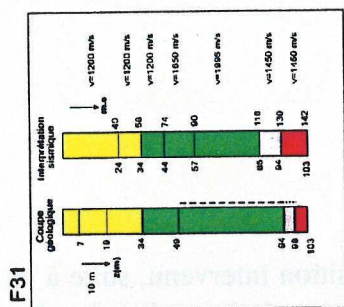
Du fait du caractère discontinu de cette structure, de l'influence de la profondeur et de la réflectivité du milieu, la continuité du réflecteur, identifiée comme des pegmatites fracturées, est difficile à préciser.

Concernant les vitesses des différents réflecteurs, on constate une différence entre les CDP 25 et les CDP 195 et 210. En effet pour le CDP 25, le log de vitesse nous indique la présence à proximité de la surface, d'un réflecteur dont la vitesse sismique est de l'ordre de 3000 m/s. Cette vitesse sismique correspond à la vitesse dans du granite ou des micaschistes sains. Ce résultat n'est pas surprenant vu la présence à proximité de F19, d'une carrière de granite. Dans la suite du log, l'interprétation apparaît plus délicate : quatre réflecteurs de faibles épaisseurs et ayant des vitesses très petites, de 600 m/s ont été détectés. On s'attend à mesurer de telles vitesses dans des couches très altérées. On rappelle que, du fait de la résolution en profondeur de la méthode, ce que l'on mesure est en fait une vitesse moyenne. Du fait de la faible épaisseur de ces réflecteurs, un niveau très altéré, peu épais, comme des fractures, peut contribuer à rendre la vitesse moyenne de la couche relativement faible. Concernant les CDP 195 et 210, on constate que les logs sismiques sont relativement comparables et que l'on peut distinguer deux parties. Les premiers réflecteurs, à partir de la surface présentent des vitesses sismiques faibles mettant en évidence la zone altérée. Le second groupe de réflecteurs a des vitesses qui diminuent globalement avec la profondeur pour atteindre une vitesse de l'ordre de 1500 m/s. Cette vitesse proche de 1500 m/s correspond à la vitesse d'une onde sismique se propageant dans l'eau. Cela nous indique que la vitesse des ondes sismiques dans le milieu est contrôlée par la présence de fluide et que, par conséquent, le milieu est saturé en eau et bien connecté. La porosité du granite ou des micaschistes sains étant très faible (<1%) (De Marsily, 1986), l'hypothèse d'une bonne connectivité des pores nous laisse supposer la présence de fractures dans le milieu. Dans ces conditions, les réflexions vont dépendre uniquement du contraste de densité, les vitesses sismiques étant constantes. Les densités pour un granite et des micaschistes sains étant sensiblement égales, la variation de la densité va être liée à l'état de la roche et à son degré de fracturation.

En particulier, si on considère les forages F28/F29, l'observation des cuttings indique une augmentation du degré de fracturation en fonction de la profondeur.

L'interprétation des données sismiques met en évidence des réflecteurs bien localisés en profondeur correspondant à des niveaux dont la caractéristique est la variation du degré de fracturation. De plus, on rappelle que dans la partie observation, nous avons souligné l'importance particulière d'une portion de réflecteurs localisés au niveau de ces forages.

Toutes ces observations nous ont permis de réaliser une coupe interprétée dans laquelle sont localisés les principaux réflecteurs ainsi que les zones de fracture.



NORD

SUD

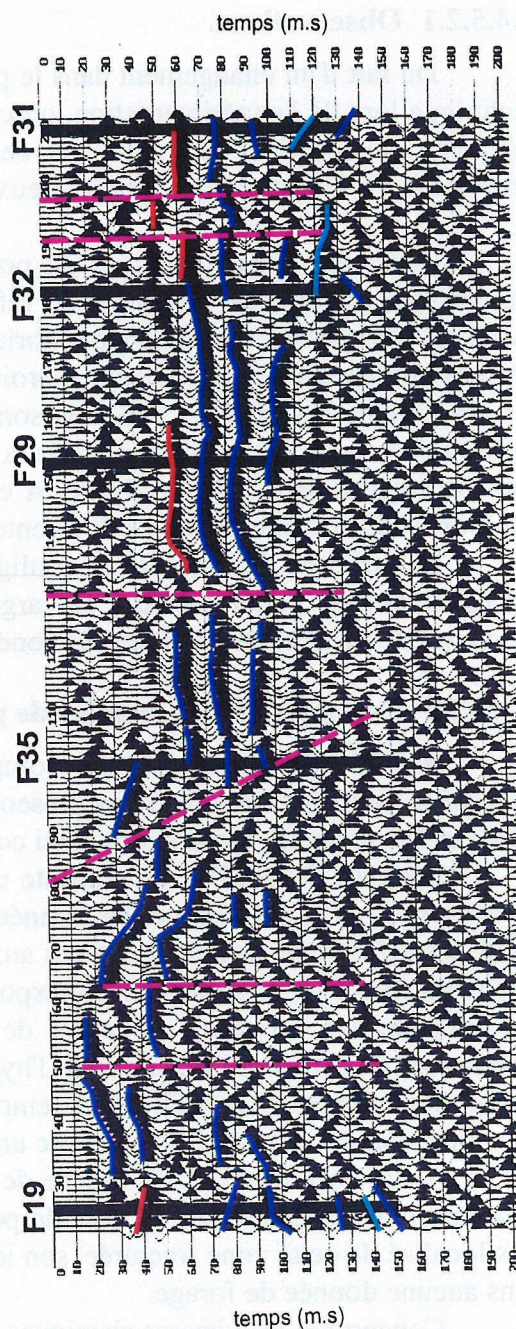


Figure I 35 : Profil 1 : coupe interprétée.

3.4.5.2 Profil 2.

3.4.5.2.1 Observations.

Du fait d'un changement dans le protocole d'acquisition intervenu, suite à un problème technique lors de l'expérimentation, on constate une variation de la qualité des données entre les deux profils. Cela se traduit par des amplitudes plus faibles et une variation dans les profondeurs d'investigation entre les deux profils.

Comme précédemment, il est possible de faire une distinction parmi les réflecteurs suivant les amplitudes des signaux réfléchis. La section sismique, Figure I 36, met en évidence des réflecteurs parallèles, horizontaux ou très légèrement pentés, qui apparaissent décalés verticalement en plusieurs endroits. Comme pour le profil 1, il apparaît une portion où les amplitudes des signaux réfléchis sont plus marquées du fait des contrastes d'impédance différents du reste du profil. Il s'agit de la zone comprenant les puits F28/F29 et qui s'étend sur toute la largeur de la zone grillagée. A cet endroit doivent être localisés des réflecteurs dont les propriétés doivent être assez différentes de celles du reste du profil.

La présence des anomalies, soulignée précédemment contribue, à diviser la section en un ensemble de petits secteurs de largeurs sensiblement égales. Ces zones de décalages peuvent être interprétées comme des zones de failles verticales.

3.4.5.2.2 Calages avec des données de puits.

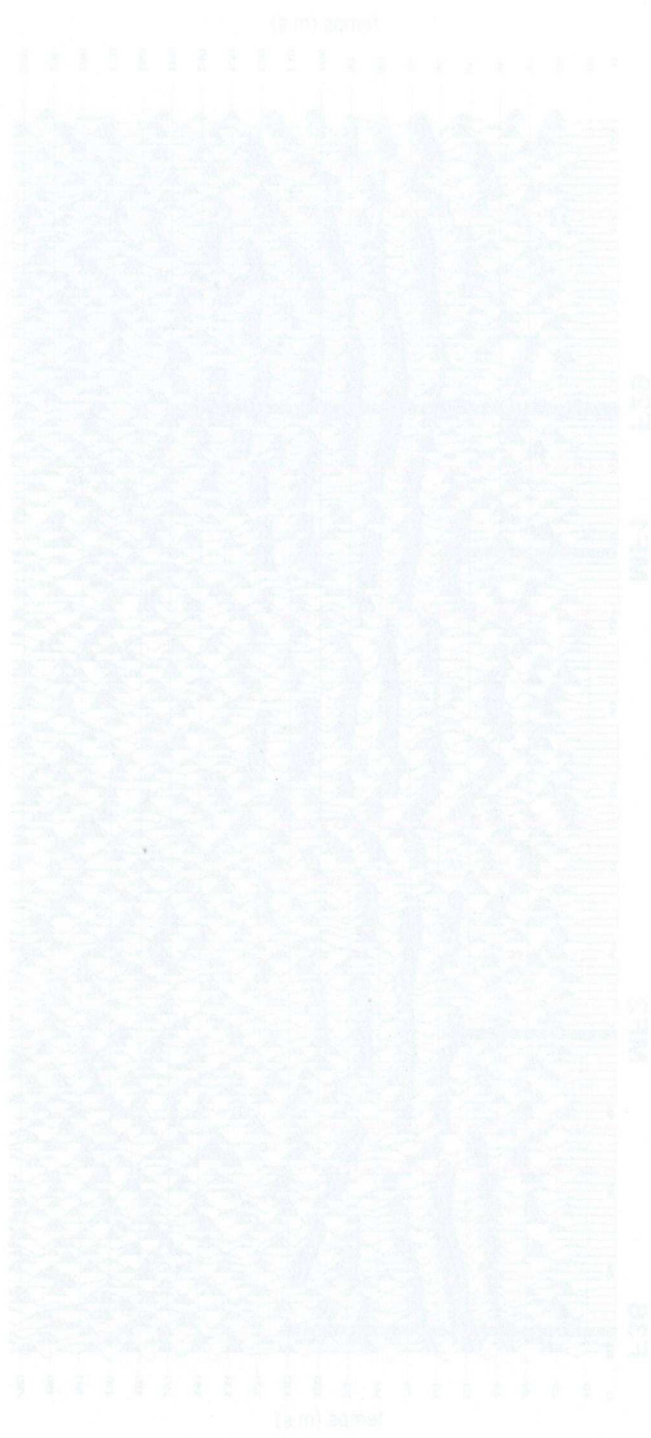
A l'aide de ces logs et par comparaison avec des données de forages, nous avons cherché à identifier les réflecteurs présents à proximité des forages F36 et F28/F29, situés en début et fin du profil. Nous avons ainsi construit une section interprétée, Figure I 37.

Pour les deux CDP, on constate une assez bonne corrélation entre les réflecteurs mis en évidence par la sismique et les données de forage. En effet on retrouve bien pour les deux CDP, les différentes interfaces situées aux bonnes profondeurs. A l'aide de ces données, nous avons pu identifier le réflecteur correspondant à la limite altérites-socle, surligné en orange. On constate des variations en temps de ce réflecteur, mettant en évidence des différences d'épaisseur de cette couche, si on fait l'hypothèse d'une vitesse constante dans les altérites. En particulier, entre MF1 et MF2 où les temps d'arrivée apparaissent plus petits, on doit avoir une remontée d'un bloc de roche saine avec un fonctionnement en faille normale.

Au niveau du CDP 25, proche de F36, un réflecteur, situé à une profondeur de 50 m peut être interprétée comme la zone de pegmatites fracturées. Cependant, du fait du caractère très localisé de cette zone fracturée, son identification dans le reste du profil apparaît difficile, sans aucune donnée de forage.

Concernant les vitesses sismiques déduites, on constate qu'elles sont de l'ordre de 1500 m/s pour tous les réflecteurs présents au niveau des deux CDP. Cela nous indique que le milieu est saturé en eau et bien connecté, d'où l'influence, très probable du degré de fracturation sur la réflexion des ondes sismiques. Comme pour le premier profil on constate qu'au niveau de F28/F29, les amplitudes des réflexions sont plus marquées.

L'interprétation que l'on fait de cette zone, est la même que pour le profil 1, mettant en évidence une bonne cohérence entre les deux coupes sismiques. Ce résultat nous permet de souligner la bonne qualité des données enregistrées et traitées.



12300

123

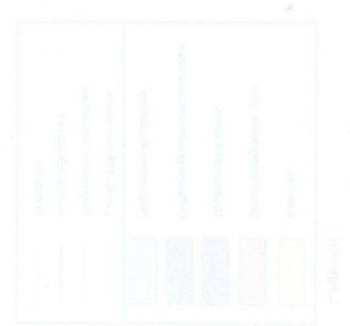
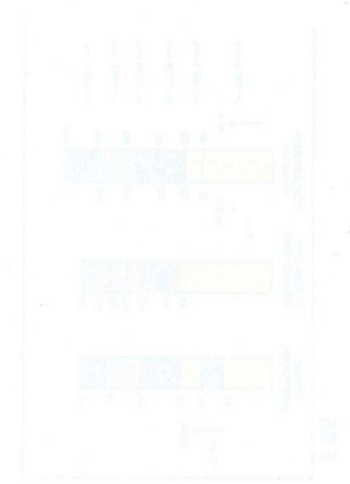
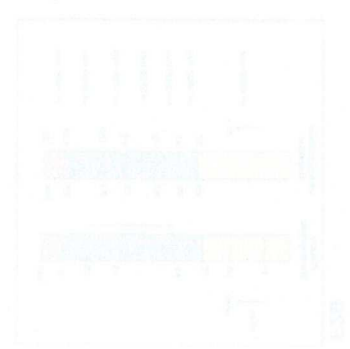
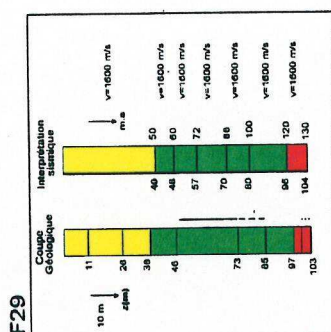
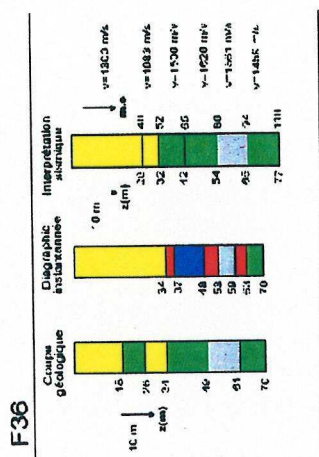
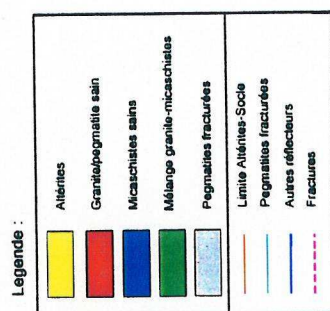


Figure 123 : Localisation des différents récepteurs



EST

OUEST

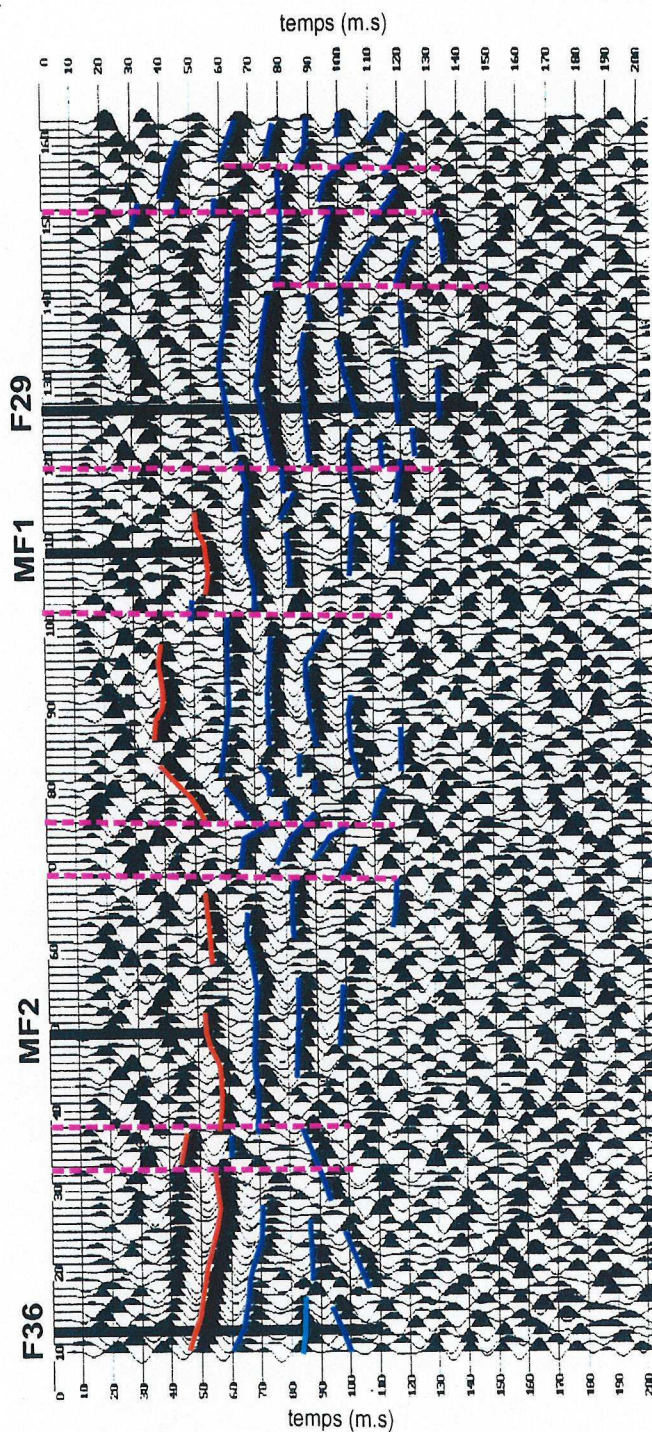


Figure I 37 : Profil 2 : coupe interprétée.

3.4.5.3 Synthèse.

Ces interprétations nous indiquent la présence sur la zone d'un certain nombre de petits compartiments, séparés par des fractures verticales. Dans la plus part des cas, les extensions de ces fractures paraissent se prolonger avec la profondeur, connectant la zone fracturée subhorizontale. D'un point de vue hydraulique, ces fractures peuvent correspondre à des chemins de circulation privilégiés contribuant à la réalimentation de la zone profonde. Cependant à partir de ces deux profils, il est impossible de déterminer les directions et les extensions latérales de ces anomalies verticales. Pour obtenir davantage d'informations concernant ces extensions latérales, il faudrait augmenter le nombre de profils sismiques sur la zone.

La présence de la zone de faibles résistivités apparentes, détectée par la technique du VLF, a été interprétée comme une zone de fracture verticale. L'interprétation du profil2 met en évidence, entre les puits MF1 et F29, un décrochement vertical qui apparaît bien être à l'origine de la zone de faibles résistivités apparentes, mise en évidence par le VLF et la RMT.

3.4.6 Conclusions.

L'utilisation de la sismique réflexion haute résolution, nous a apporté un certain nombre d'information concernant la géométrie du milieu. Grâce à la source shotgun, nous avons pu détecter des structures de faibles épaisseurs. Nous avons pu localiser un certain nombre de réflecteurs qui ont été identifiés, grâce à des données de forages, soulignant ainsi la bonne qualité des données enregistrées. D'autre part, grâce à cette méthode, nous avons localisé la présence de compartiments correspondant à des variations soit de la nature de la roche soit du degré de fracturation dans le milieu.

Concernant la fracturation, l'interprétation des données a permis de localiser, dans chaque profil, plusieurs anomalies qui ont été interprétées comme des zones de fractures verticales.

Profil1: deux zones principales de fractures verticales ont été détectées.

Profil2 : plusieurs fractures verticales ont été localisées :

- au niveau du mini-forage MF2 avec abaissement du compartiment ouest.
- au niveau de la zone grillagée avec abaissement du compartiment est.

La présence de ces fractures verticales peut représenter des connections hydrauliques rapides entre la surface et la zone de fracture horizontale.

La zone très conductrice en eau, localisée dans une zone de pegmatites très fracturées, discontinues et ayant un pendage subhorizontal vers le nord, n'a pas clairement été observée dans les sismogrammes. Il est en effet difficile, à l'observation des coupes, de localiser cette zone très fracturée hors des endroits où l'on ne dispose pas d'information.

Grâce à ces deux profils réalisés, des discontinuités ont ainsi pu être détectées dans le milieu. Cependant à partir de ces résultats, il n'a pas été possible de déterminer des directions principales de ces anomalies. Des réponses à ces questions pourront être apportées notamment en augmentant la couverture de la zone à imager, par de nouveaux profils parallèles à ceux réalisés dans le cadre de ce travail. La présence de ces fractures verticales peut représenter des connections hydrauliques rapides entre la surface et la zone de fracture horizontale.

4 CONCLUSIONS.

Dans ce chapitre, nous nous sommes principalement attachés à caractériser l'environnement géologique dans lequel notre site d'étude s'inscrit, à partir des données de forages et de l'étude des affleurements et de méthodes géophysiques.

Caractérisation géologique :

On rappelle que cet aquifère est caractérisé par des arrivées d'eau très importantes (débit au soufflage $> 60 \text{ m}^3/\text{h}$) localisées, au niveau de filons de pegmatites très fracturées, entre 50 et 100 m de profondeur. Ces débits importants ont été observés dans 7 forages dont le forage principal, Pe.

L'étude des affleurements présents sur la zone et l'observation des cuttings ont montré que le site expérimental est localisé au niveau d'une zone de contact entre, au nord des micaschistes et au sud du granite. Cette zone de contact, d'orientation globale E-W, s'étend du lieu dit 'le Fort Bloqué' jusque dans l'agglomération de Lorient, sur une longueur de plus de six kilomètres et une largeur d'un kilomètre. L'observation de structures c/s nous a indiqué un fonctionnement en décrochevauchement avec 1) un déplacement du bloc le plus au nord, vers l'est et 2) un contact subhorizontal, orienté vers le nord. D'autre part nos observations nous ont montré que la géométrie de ce contact est différente de celle observée par Horrenberger, 1969, avec en particulier la présence de failles normales, d'orientation N20 qui décalent cette zone de contact, comme illustré à partir du modèle 3D (pp 30) de la zone. Une telle zone de décalage a en particulier été localisée au niveau de la zone de pompage. Toutes ces failles seraient en connexion avec une zone de décollement profonde, d'extension régionale.

Tout ces résultats nous montrent que cet aquifère se distingue, de part sa géométrie générale, du modèle d'aquifère classiquement admis en Bretagne. On rappelle que les aquifères bretons se composent principalement d'un niveau de roche altérée, surmontant un socle fracturé, avec une surface de recharge, limitée autour de la zone de fracture verticale. Dans notre cas, on doit considérer une composante horizontale dont l'extension latérale est importante et qui offre des surfaces de contact avec la roche en place importantes et difficiles à évaluer.

L'utilisation de l'imagerie géophysique nous a permis d'affiner notre connaissance des 100 premiers mètres du sous-sol de la zone. Les résultats obtenus à partir des différentes méthodes géophysiques, mettent en évidence le caractère très hétérogène de ce site, qui avait déjà été souligné lors de l'examen des cuttings.

Principaux résultats obtenus, à partir des différentes investigations géophysiques :

1) *Diagraphies :*

Les différents types de diagraphies réalisés ont permis d'obtenir les résultats suivants dans les neuf forages investigués :

➤ La couche altérée étant argileuse, la limite altérites-socle a été clairement mise en évidence par des mesures de rayonnement gamma, dans pratiquement tous les forages.

➤ Des zones de roches fracturées ont été localisées, au niveau desquelles on constate des variations importantes de la résistivité électrique. De plus, au niveau des pegmatites très fracturées, une relation anticorrélée entre la résistivité électrique et le rayonnement gamma a été mise en évidence.

➤ Les mesures de l'évolution de la température de l'eau dans les forages ont clairement mis en évidence la présence d'arrivées d'eau nouvelles, localisées au niveau de zones de fractures. D'autre part, ces mesures peuvent indiquer l'influence plus ou moins importante des forages pompés. Dans F28, du fait des vitesses de circulation rapides, les arrivées d'eau sont parfaitement localisées par les mesures de température. Ainsi dans ce puits, il apparaît que les circulations d'eau se font principalement, à partir de deux fractures localisées entre 60 et 75 m de profondeur. Après comparaison avec les données de puits, nous avons constaté une différence entre la localisation des arrivées d'eau, observées lors du forage et celles définies à l'aide des diagraphies.

Pour F11, bien que situé à 15 m de Pe, nous n'avons pas observé un tel comportement concernant la température, malgré la présence de fracture à 60 m de profondeur, d'où une faible connectivité avec Pe.

L'utilisation couplée des mesures de température, de résistivité et de radioactivité apparaît parfaitement adaptée pour la localisation des zones de fractures dans les forages.

➤ A partir des mesures de la polarisation induite, de la pyrite a été mise en évidence dans le milieu, à la fois, au niveau des zones très fracturées mais aussi dans de la roche saine. A ce stade, il ne nous est pas possible de transformer les pourcentages mesurés en une unité de volume ou de masse afin de préciser de façon quantitative, l'importance de la présence de pyrite dans la roche.

2) *Méthodes de résistivité électrique :*

Méthodes VLF et RMT :

L'utilisation de ces méthodes a mis en évidence une zone de faible résistivité apparente, orientée N20 qui est localisée au niveau de la zone de décalage du contact par une fracture d'orientation N20, présent sur le site. D'autre part, 6 forages sur 8 effectués dans cette zone sont productifs avec des débits au soufflage supérieurs à 60 m³/h. Cependant, de part la profondeur de pénétration de la méthode, les niveaux très fracturés, localisés entre 50 et 100 m de profondeur ne peuvent être à l'origine de cette zone de faibles résistivités. Une fracture verticale pourrait être à l'origine de cette anomalie de résistivité.

Méthode du panneau électrique :

Les mesures de résistivités apparentes et les inversions réalisées, nous ont permis d'obtenir les résultats suivants :

➤ A partir des différents profils réalisés (6 profils parallèles, espacés de 10 m et un profil isolé plus au nord), nous constatons que :

- la couche d'altération est très hétérogène.
- les épaisseurs les plus importantes apparaissent localisées à proximité du ruisseau.
- les épaisseurs d'altérites les plus faibles sont situées au nord de la zone, à proximité du forage principal.

➤ Nous avons localisé la limite correspondant à l'interface altérites-socle, ce qui nous a permis d'en déduire une valeur de résistivité électrique limite de 700-800 Ωm pour la couche d'altérites.

➤ Pour tous les profils inversés, on observe une remontée brusque des résistivités, localisées au niveau de la zone grillagée, délimitant la zone de captage.

3) Sismique réflexion haute résolution :

➤ La méthode de sismique réflexion haute résolution, grâce au choix du protocole de mesures et du matériel utilisé, nous a permis de mettre en évidence, la présence de plusieurs décrochements verticaux sur la zone, révélant une structure 'en marche d'escalier' avec un pas moyen de l'ordre de 50 mètres. On rappelle que ce type de structure est commune en Bretagne et indique l'influence d'une tectonique récente.

➤ A partir des coupes temps-espace construites, nous avons, partiellement, localisé à l'aide des données de forage et des diagraphies, la limite altérites-socle. Dans le profil perpendiculaire (Profil2) à l'anomalie de résistivité apparente, un décrochement vertical, est mis en évidence au niveau de la zone des forages. Cet abaissement de bloc pourrait être à l'origine de la zone de faible résistivité apparente mise en évidence par la méthode du VLF.

➤ Les filons de pegmatites fracturés ont été localisés uniquement à proximité des puits les recoupant. Leur localisation est rendue difficile pour trois raisons :

- le caractère discontinu et les faibles épaisseurs des filons de pegmatites demandent une source sismique qui soit la plus haute fréquence possible.
- du fait de l'atténuation due au milieu et des problèmes de couplage entre sol et les géophones, l'énergie des réflexions correspondant aux zones les plus profondes, les plus fracturées est très faible.
- nous avons réalisé uniquement deux profils sismiques sur la zone, ce qui ne nous permet pas de mettre en évidence des directions privilégiées dans le milieu.

➤ Lors du traitement des données, les vitesses sismiques des différents réflecteurs présents ont été déduites pour 5 CDP. Pour les réflecteurs les plus profonds des vitesses de l'ordre de 1500 m/s ont été déduites. Cet ordre de grandeur correspond à la vitesse des ondes sismiques dans de l'eau. Cela nous indique, d'une part que le milieu est complètement saturé et

que d'autre part l'eau peut circuler d'où une bonne connection du milieu. Ce résultat nous indique que la zone au niveau de laquelle ces expérimentations ont été réalisées, présente un degré de fracturation important.

4) Autres méthodes :

Ces expérimentations correspondent à des données récentes qui n'ont pas été intégrées dans le manuscrit.

Radar en puits :

Cette expérimentation a été réalisée à partir du système RAMAC (Université de Mala, Suède) en collaboration avec R. Rouault (ABEM, France), en janvier 1998. Nous avons utilisé les antennes Radar en mode réflexion, dans deux puits au niveau desquels les zones de fractures sont bien localisées grâce aux diagraphies et aux données de forage (F28 et F11). Cette méthode permet d'imager le milieu dans un volume de quelques mètres autour du forage, fonction des propriétés électromagnétiques du milieu.

Après une première interprétation, nous avons localisé dans les deux puits, des zones de fractures qui sont en accord avec les données existantes. Pour un traitement plus approfondi, ces données ont été transmises à l'Université de Mala (Suède) qui a développé ce matériel et des logiciels d'interprétation dans le cadre du projet STRIPA. Un logiciel a notamment été développé à partir duquel il est possible de déterminer le pendage des fractures qui recoupent ou qui sont à proximité du forage.

Méthodes EM34 et Magnétotellurique :

Des mesures de résistivités électriques ont été réalisées à proximité de la zone de captage, en collaboration avec le laboratoire de Géosciences Marines de Brest. Le traitement et l'interprétation de ces données sont en cours. Les résultats préliminaires ont montré que les mesures de résistivités électriques apparaissaient très bruitées et nécessitent un filtrage adapté, avant toute interprétation.

**Chapitre 2 : Transfert de
Fluide, caractérisation
physico-chimique.**

1. INTRODUCTION.

Le chapitre précédent a consisté en une description du sous-sol qui a permis la définition d'un modèle géologique 3D de la zone. Les observations géologiques et les méthodes géophysiques utilisées ont, en particulier, mis en évidence le caractère très hétérogène de la couche de roches altérées et du socle fracturé sous-jacent. Par conséquent, les circulations de fluide dans l'aquifère vont être forcément influencées par les hétérogénéités du milieu.

Des informations concernant la géométrie du réseau de fractures vont aussi nous être apportées à partir de l'étude, des transferts de fluide et de la qualité chimique de l'eau au sein de l'aquifère de Kermadoye. On rappelle que ces informations sont particulièrement importantes pour la protection et la pérennité des ressources en eaux souterraines de cet aquifère.

Grâce à ces deux études, nous allons pouvoir répondre aux questions concernant :

- la géométrie de l'aquifère : quelle est l'extension spatiale de cet aquifère ? . Quelle est la dimension du milieu d'écoulement ?
- les propriétés hydrauliques : quel est l'impact de l'hétérogénéité du milieu sur les propriétés hydrauliques ? Comment prendre en compte l'hétérogénéité du milieu lors de l'interprétation des données d'essai de pompage ?
- la qualité de l'eau : quels sont les principaux processus qui contrôlent la qualité de l'eau ? . Comment évolue la qualité de l'eau depuis la mise en exploitation de l'aquifère en juin 1991 ?
- la recharge de l'aquifère : quel sont les temps de transfert au sein de l'aquifère ?

Pour répondre à ces questions, nous avons utilisé plusieurs méthodes hydrauliques et géochimiques, appropriées à nos problèmes. Ce chapitre est divisé en deux parties dans lesquelles sont présentées les méthodes et les résultats obtenus concernant les transferts de fluide et la qualité des eaux dans l'aquifère de Kermadoye.

Les résultats obtenus vont permettre de proposer un modèle hydraulique et géochimique de l'aquifère de Kermadoye.

2. CARACTERISATION HYDRAULIQUE.

2.1 Introduction

La caractérisation hydraulique a pour but d'identifier les processus responsables de la productivité exceptionnelle de cet aquifère et de déterminer les propriétés hydrauliques qui régissent les circulations d'eau dans le réseau de fractures. Cette caractérisation se divise en 3 étapes :

1) Etablissement d'un bilan hydrique :

Le bilan hydrique va permettre d'évaluer la pluie efficace et la surface utile, nécessaire à la recharge de l'aquifère du fait de l'exploitation depuis juin 1991.

2) Etude de l'évolution des niveaux piézométriques :

Du fait de l'exploitation de l'aquifère, les évolutions des niveaux piézométriques dans les forages vont être fonctions, des propriétés hydrauliques du milieu, de la pluviométrie et de l'influence du pompage. L'examen de ces chroniques permet de contrôler la connectivité entre les piézomètres et les forages pompés ainsi que l'évolution de la recharge de l'aquifère depuis juin 1991.

3) Détermination des propriétés hydrauliques : essais de pompage.

Les réseaux de fractures sont caractérisés par une large distribution, à la fois, des densités, des ouvertures et des longueurs des failles. En particulier, des études ont montré que la distribution des longueurs des failles suit une loi d'échelle. Par conséquent la géométrie du réseau doit avoir une influence sur la circulation du fluide dans le milieu et en particulier, sur les propriétés hydrauliques. On peut ainsi se demander de quelle façon les propriétés hydrauliques sont affectées par l'hétérogénéité du milieu.

Le problème lors de l'interprétation des données d'essai de pompage, repose sur le choix de la méthode d'interprétation. En effet suivant la méthode, on aboutira à des résultats complètement différents, pouvant conduire à des erreurs importantes sur les valeurs des propriétés hydrauliques. La méthode classiquement utilisée pour l'interprétation des essais de pompage est basée sur un modèle homogène (Theis, 1935). Cette méthode, bien que non adaptée pour la plus part des milieux fracturés, est très souvent utilisée lors de l'interprétation des essais de pompage, faute d'outils théoriques plus développés. En effet, la difficulté lors de l'interprétation des essais de pompage, réside dans la prise en compte de la géométrie du réseau de fractures. Barker, 1988, a développé une nouvelle méthode d'interprétation qui prend en compte l'influence de la géométrie du milieu d'écoulement.

Pour répondre aux problèmes posés, un protocole expérimental a été défini et nos données ont été interprétées à partir des méthodes de Theis et Barker. Les résultats obtenus ont été comparés.

2.2 L'exploitation du site par la Régie Municipale de Ploemeur.

2.2.1 Historique concernant l'exploitation de l'aquifère depuis 1991.

L'exploitation de l'aquifère de Kermadoye, pour les besoins en eau potable de la commune de Ploemeur, a débuté en juin 1991, avec la mise en marche d'un pompage à débit constant de 80-85 m³/h. Ce forage (Pe) a été équipé, dans un premier temps, de deux pompes (dont une de secours) de débit maximum de 90 m³/h chacune. Du fait de l'augmentation de la consommation en eau potable au cours du temps, plusieurs autres forages ont ensuite été réalisés sur la zone. En août 1992, la réalisation de F29 a permis de porter la capacité maximum de pompage de 90 à 110 m³/h. Avec la mise en marche de F31 et F32 à partir d'octobre 1992, cette capacité est passée à 140 m³/h. Durant l'été, pour palier à l'augmentation de la consommation en eau, principalement due au tourisme, la capacité de pompage est portée à un débit de 140 m³/h entre la mi-juin et la mi-septembre. Afin de limiter une chute trop importante du niveau piézométrique et d'éviter tout risque de dénoyage des pompes dans le forage principal, Pe, de l'eau est pompée dans F32 à un débit de 20 m³/h et est directement refoulée dans le forage principal. En 1994, une des deux pompes de Pe a été remplacée par une pompe de capacité maximum de 110 m³/h, augmentant ainsi la capacité maximum de pompage à 170 m³/h. Ces débits maximum ont été atteints durant 3 étés consécutifs afin de palier à la forte demande en eau potable de la commune. Suite à la faible remontée des niveaux piézométriques durant l'année 1996-97, la capacité de pompage a été réduite à 140 m³/h pendant l'été. Une source d'appoint a été trouvée pour répondre aux besoins supplémentaires en eau potable de la commune durant les mois d'été. L'historique de la mise en exploitation de l'aquifère de Ploemeur depuis juin 1991 est résumé dans le Tableau II 1.

Mis à part la première année d'exploitation, l'eau distribuée représente, en fait, un mélange en différentes proportions entre des eaux pompées provenant, au maximum de 4 forages.

Forages pompés	Date de mise en exploitation	Capacité maximale (m³/h)
Pe (deux pompes)	juin 1991	90
F29	août 1992	110
F31 et F32	octobre 1992	140
Pe (changement d'une des deux pompes)	février 1994	170

Tableau II 1 : Evolution des capacités de pompage depuis juin 1991.

2.2.2 Suivi de l'aquifère réalisé par les gestionnaires de l'aquifère.

Dans un but de contrôle, à la fois, de l'évolution de la recharge de la nappe et de la qualité de l'eau brute pompée, un suivi est réalisé par la Régie Municipale de Ploemeur :

- Depuis le début de l'exploitation en juin 1991, un suivi des niveaux piézométriques est effectué dans les puits présents sur le site. Des mesures sont réalisées quotidiennement par le personnel de la Régie Municipale dans les 6 puits situés dans la zone de captage (Figure II 1). Pour les autres piézomètres, la fréquence des mesures est passée de deux à une mesure par

semaine en 1995. Au total, le nombre de puits surveillés a augmenté de 10 en 1991 à 18 en 1996.

- Des mesures des volumes d'eau pompés sont réalisées en sortie de l'usine de traitement, à l'échelle de la semaine.

- Depuis juillet 1991, un suivi régulier de l'évolution de la pluviométrie et de l'évapotranspiration potentielle est réalisé grâce aux mesures effectuées à la station météorologique de Lann Bihouée. La fréquence de ces mesures est journalière pour la pluviométrie et décadaire pour l'évapotranspiration potentielle. Le paramètre d'évapotranspiration est très important pour l'établissement du bilan hydrique. L'évapotranspiration prend en compte les pertes d'eau provoquées par l'évaporation et par la transpiration de la végétation. L'évapotranspiration potentielle n'est pas directement mesurable, elle est calculée à partir d'une formule empirique qui prend en compte des données climatologiques. A la station météorologique de la base de Lann Bihouée, la formule utilisée est la formule de Penman, qui prend en compte la température de l'air, la durée d'ensoleillement et la vitesse du vent.

- Des analyses chimiques de l'eau brute prélevée à l'entrée de l'usine de traitement sont réalisées au Centre de Génie Industriel de Guidel(Morbihan) et ont pour but de contrôler la potabilité de l'eau pompée. Ces analyses consistent en la mesure du pH, de la Conductivité Electrique (C.E.) et des principaux éléments majeurs comme les chlorures (Cl^-), les nitrates (NO_3^-), les sulfates (SO_4^{2-}), le sodium (Na^+), le fer (Fe) et le manganèse (Mn). Au début de l'exploitation, la fréquence des analyses de l'eau brute pompée était hebdomadaire, elle est passée, du fait des faibles variations de la qualité de l'eau, à une fréquence bimensuelle en 1993. Nous avons résumé, dans le Tableau II 2, le protocole du suivi de la qualité de l'eau brute pompée mis en place par les gestionnaires de l'aquifère. Ce protocole d'analyse est classique pour les eaux souterraines et a été conseillé, aux personnes responsables de la gestion de l'exploitation de l'aquifère de Ploemeur, par M. Talbot, hydrogéologue agréé (BRGM, Rennes (Ile et Vilaine)).

Types d'analyse	Fréquence	Eléments analysés
Analyse 1	bimensuelle	Conductivité Electrique, Nitrates, Ammonium, Chlorures, Fer, Manganèse.
Analyse 2	mensuelle	pH, Conductivité Electrique, Nitrates, Chlorures, Sulfates, Nitrites, Ammonium, Fer et Manganèse.

Tableau II 2 : Récapitulatif du suivi de la qualité de l'eau.

En plus de ce suivi régulier de la qualité chimique effectuée par la Régie Municipale de Ploemeur, une analyse réglementaire de l'eau brute, en entrée d'usine de traitement, est réalisée par la DDAS(Morbihan) une fois par an (décret 03/01/92). Cette analyse contrôle un grand nombre d'éléments chimiques dont les éléments majeurs, les pesticides et les substances inorganiques. Depuis la mise en exploitation en juin 1991, six analyses de ce type ont été réalisées sur des échantillons d'eau brute pompée, provenant de l'aquifère de Kermadoye.

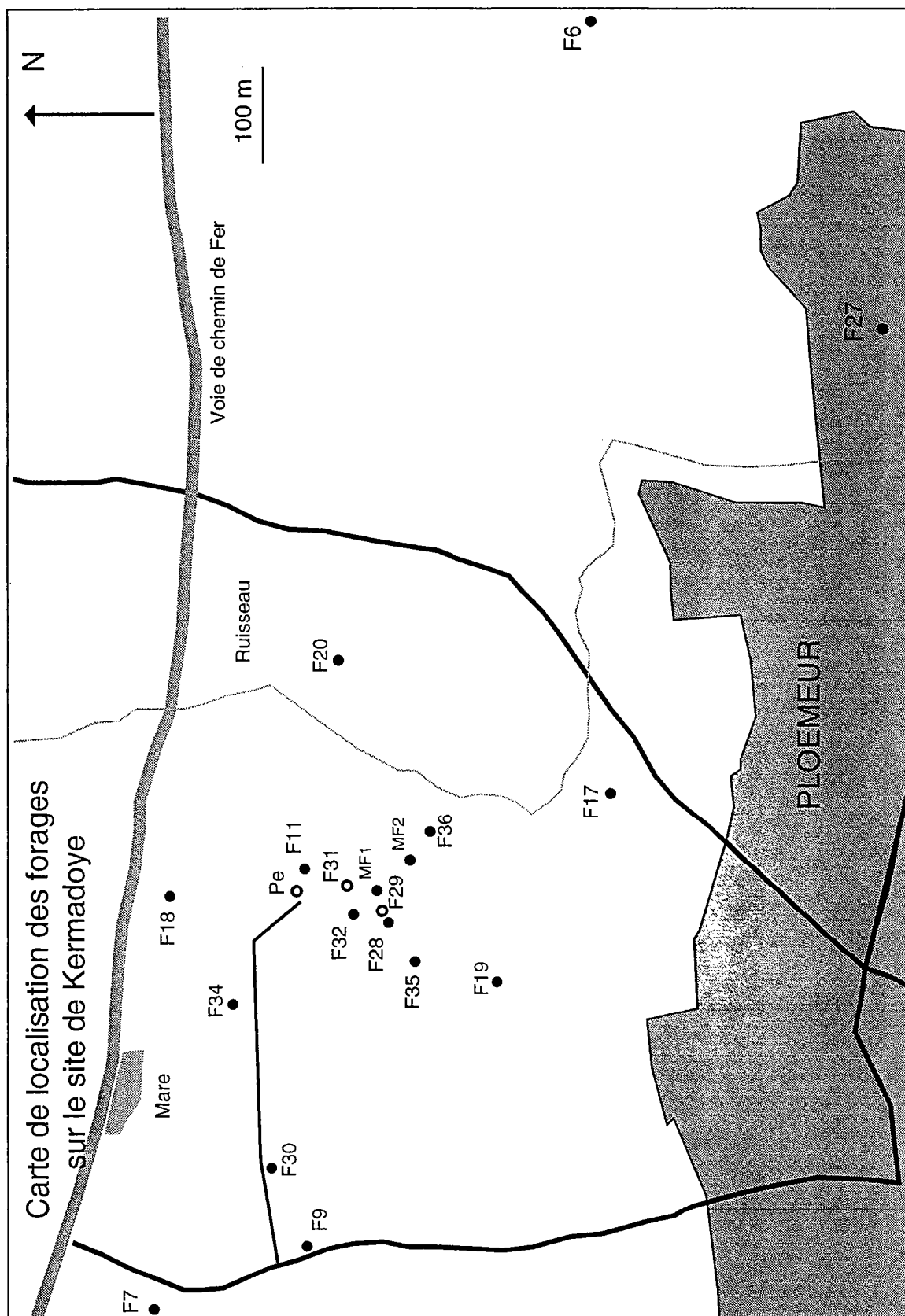


Figure II 1 : Localisation des forages sur le site de Kermadoye.

2.2.3 Synthèse des études hydrogéologiques réalisées par Géoarmor.

Nous allons rapidement présenter l'état des connaissances concernant le fonctionnement hydraulique de l'aquifère avant le début de ce travail. Ces conclusions ont été présentées dans un rapport de synthèse de Géoarmor (Etude Technique, Géoarmor, 1992) qui reprend les résultats des études préliminaires et ceux obtenus, suite à la mise en exploitation de l'aquifère jusqu'en mars 1992.

Suite à la découverte de cet aquifère, plusieurs types de données ont été acquis par le bureau d'étude Géoarmor et le personnel de la Régie Municipale de Ploemeur :

1) plusieurs essais de pompage ont été réalisés sur le site de Kermadoye avec un suivi de l'évolution des niveaux dans plusieurs piézomètres. Des essais ont été réalisés dans les puits F7, Pe et F6. Le forage F6 est localisé au lieu dit Fontaine Sainte Maude à 1,5 Km à l'est du forage principal (Figure II 1).

2) un suivi régulier des niveaux piézométriques depuis la mise en exploitation de l'aquifère jusqu'en mars 1992.

L'analyse de ces données a permis de distinguer sur la zone deux parties, séparées par une limite semi-perméable :

- une partie ouest où sont situés les puits F7, F9 :

L'analyse des données a montré que l'aquifère dans cette partie est compartimenté (présence de limites d'alimentation). De plus ces puits sont influencés par le pompage dans Pe mais réagissent lentement. Ce comportement hydraulique a été interprété comme l'influence du processus de drainance à travers une limite semi-perméable participant à la réalimentation de la partie est de l'aquifère. D'après les essais de pompage, le rayon d'action de cette zone est faible, au maximum de l'ordre du kilomètre.

- partie est : F6, F20, F17, F11, F19 :

Dans cette partie, les transferts de pressions sont rapides indiquant une très bonne connection entre les piézomètres et les puits pompés et aucune limite proche n'a été observée.

D'autre part lors de la mise en route d'un essai de pompage dans F6 en septembre 1991, une réaction du niveau piézométrique a été observée dans le puits principal, Pe. Cette réaction semble indiquer que le rayon d'action, dans cette partie, est large et s'étend à plus de 1 Kilomètre vers l'est, au Lieu-dit 'Fontaine Sainte Maude'.

En appliquant la méthode d'interprétation de Theis (1935), des paramètres hydrodynamiques globaux ont pu être déterminés : (T et S sont introduits pp 127)

$$\begin{aligned}T &= 2,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s} \\ S &= 1,5 \cdot 10^{-3}\end{aligned}$$

2.3 Bilan hydrique.

2.3.1 Estimation du bilan hydrique.

2.3.1.1 Théorie.

Un bilan hydrique consiste à évaluer les flux d'entrée et les flux de sortie d'un système hydrogéologique afin d'estimer la recharge de l'aquifère. Ce bilan ne fait aucune hypothèse sur les propriétés du milieu et considère un modèle de type boîte noire.

Les pertes d'eau pour un système comme celui de Kermadoc ont trois origines : pertes vers les cours d'eau et les lacs, jusqu'à la mer, par ruissellement, perte par évapotranspiration et perte par le pompage. La proportion d'eau qui va s'infiltrer et contribuer à la recharge de la nappe est appelée, pluie efficace, PE, et est classiquement estimée, à partir de la relation suivante (De Marsily, 1986) :

$$P - ETR - R = PE$$

avec :

P : pluviométrie (mm).

ETR : évapotranspiration réelle (mm).

R : ruissellement (mm).

PE : pluie efficace (mm).

L'évapotranspiration réelle ne peut pas être directement mesurée et dépend de l'évapotranspiration potentielle, calculée à partir de formules empiriques qui prennent en compte des données météorologiques. L'évapotranspiration potentielle peut être définie comme étant le pouvoir évaporant de l'atmosphère, qui serait celui que l'on observerait sur un sol couvert où l'eau serait disponible en abondance. L'évapotranspiration réelle correspond au cas où la disponibilité en eau est limitée. Par conséquent l'ETR est fonction de l'ETP et de la quantité d'eau disponible dans le milieu.

Comme on l'a précisé précédemment, l'évapotranspiration potentielle peut être calculée à partir de plusieurs formules empiriques qui prennent en compte des données météorologiques. Il existe trois formules : formules de Thornthwait, de Turc et de Penman (De Marsily, 1986). Les mesures d'ETP que nous sommes procurées au service météorologique de la base aéronavale de Lann Bihouée ont été calculées à partir de la formule de Penman.

Pour que la recharge de la nappe soit possible, il faut en début d'automne (lors des premières pluies) que le sol soit ré-humidifié suite à la faible pluviométrie et à la forte évapotranspiration durant l'été. Par conséquent, une proportion des flux d'entrée va avoir pour fonction de remplir la Réserve Utile du sol qui correspond à l'eau facilement utilisable. La quantité d'eau nécessaire pour remplir la Réserve Utile va dépendre de la nature du sol, de son épaisseur et de la présence ou non d'argiles. Une fois la Réserve Utile remplie, la recharge vers la nappe va pouvoir se produire.

Lors de l'établissement d'un bilan hydrique, l'évaluation de l'ETR suit les règles suivantes :

si $P-ETP-R > 0$ alors $ETR = ETP$. Une fois la réserve utile remplie alors l'excédent ($P-ETP-R$) va participer totalement à la recharge.

si l'eau vient à manquer, $P-ETP-R < 0$. Aucune recharge vers la nappe n'a lieu et l'eau contenue dans la réserve utile va être puisée pour l'évapotranspiration.

2.3.1.2 Données et interprétations.

On rappelle qu'un ruisseau est présent à 150 m de Pe, qui prend sa source dans la base de Lann Bihouée et se jette dans l'étang du Ter. N'ayant pas d'informations concernant la réserve utile du sol et des pertes d'eau par ruissellement sur la zone, il n'en a pas été tenu compte dans le calcul de la Pluie Efficace. La formulation de la pluie efficace se résume alors à la relation suivante :

$$P-ETR = PE$$

Pour les calculs, nous avons fait les hypothèses que la recharge de la nappe n'a lieu que durant les mois d'automne et d'hiver et est nulle durant les mois de printemps et d'étés. Comme origine pour une année pluviométrique, nous avons choisi la date de mise en exploitation de l'aquifère, le 20 juin.

Année	PE (mm)	Débit pompé (m ³ /an)	Surface (ha) 25% PE	Surface (ha) 50% PE	Surface (ha) 75% PE	Surface (ha) 100% PE
juin 1991-92	614	720000	470	234	156	117
juin 1992-93	726	800000	442	220	147	110
juin 1993-94	781	1000000	512	256	171	128
juin 1994-95	781	1100000	564	282	188	140
juin 1995-96	523	1100000	846	421	280	210
juin 1996-97	531	1100000	833	415	278	207

Tableau II 3 : Estimation des surfaces nécessaires à la réalimentation en considérant différent pourcentages de PE. La pluie efficace est calculée sans tenir compte de la réserve utile (P-ETP).

Connaissant la Pluie Efficace et les volumes pompés, il est possible d'estimer la surface nécessaire à la recharge de l'aquifère pour une année (Tableau II 3). Du fait des approximations faites sur le calcul de la Pluie Efficace, considérer une valeur de 100% de PE va contribuer à sous-estimer les surfaces nécessaires à la recharge. C'est pourquoi, du fait du manque de données, nous avons considéré plusieurs pourcentages de PE dans le calcul de la surface nécessaire pour assurer la recharge. Ces données et les résultats des calculs ont été

reportés dans le Tableau II 3, à partir de 1991. Suivant les années et le pourcentage de la pluie efficace considéré, la surface utile à la réalimentation varie entre un et trois fois la surface du bassin versant (Chapitre 1, pp 11). Ce résultat indique que l'aquifère de Ploemeur se différencie du modèle classiquement admis en Bretagne, pour lequel, du fait de la géométrie du réseau de fracture, la surface de recharge s'étend sur un rayon de quelques centaines de mètres autour du forage pompé. Cela explique, en partie, pourquoi la grande majorité des aquifères bretons ont des capacités de pompage relativement faibles, au maximum, égales à 40 m³/h (rapport BRGM, 1990).

Le BRGM, dans le cadre de sa mission sur le suivi des ressources en eaux souterraines en Bretagne, a effectué des cartes présentant l'évolution de la pluviométrie et de la Pluie Efficace dans l'espace (Figure II 2). Ces cartes ont été réalisées à partir de données météorologiques correspondant à la période de 1956 à 1970. Au niveau de Ploemeur la pluviométrie et la pluie efficace sont de l'ordre, respectivement, de 700-800 mm et de 300-400 mm. En considérant un volume pompé moyen de 10⁶ m³/an on en déduit un intervalle pour les surfaces de recharge compris entre 250 et 333 ha. Avec ces moyennes réalisées sur 15 ans, le calcul de la surface utile à la recharge est supérieur à celle du strict bassin versant. La comparaison de nos calculs avec les données du BRGM nous montre que l'on peut considérer que 50% de la pluie efficace contribue directement à la recharge de l'aquifère.

2.3.1.3 Conclusions.

L'établissement du bilan hydrique, nous indique que, du fait des volumes pompés et de la pluviométrie, la surface nécessaire à la recharge est supérieure à la superficie du strict bassin versant topographique. Cela laisse supposer une extension de l'aquifère importante, mettant en jeu les bassins versants situés à proximité du site de Kermadoye. Par conséquent, ce résultat montre que l'aquifère de Ploemeur ne correspond pas au modèle classique d'aquifère rencontré en Bretagne, dans les milieux fracturés. Cette différence s'explique par la différence de géométrie du réseau de fracture et les propriétés hydrauliques du milieu. La comparaison de nos calculs avec les données du BRGM nous montre que l'on peut considérer que 50% de la pluie efficace contribue directement à la recharge de l'aquifère.

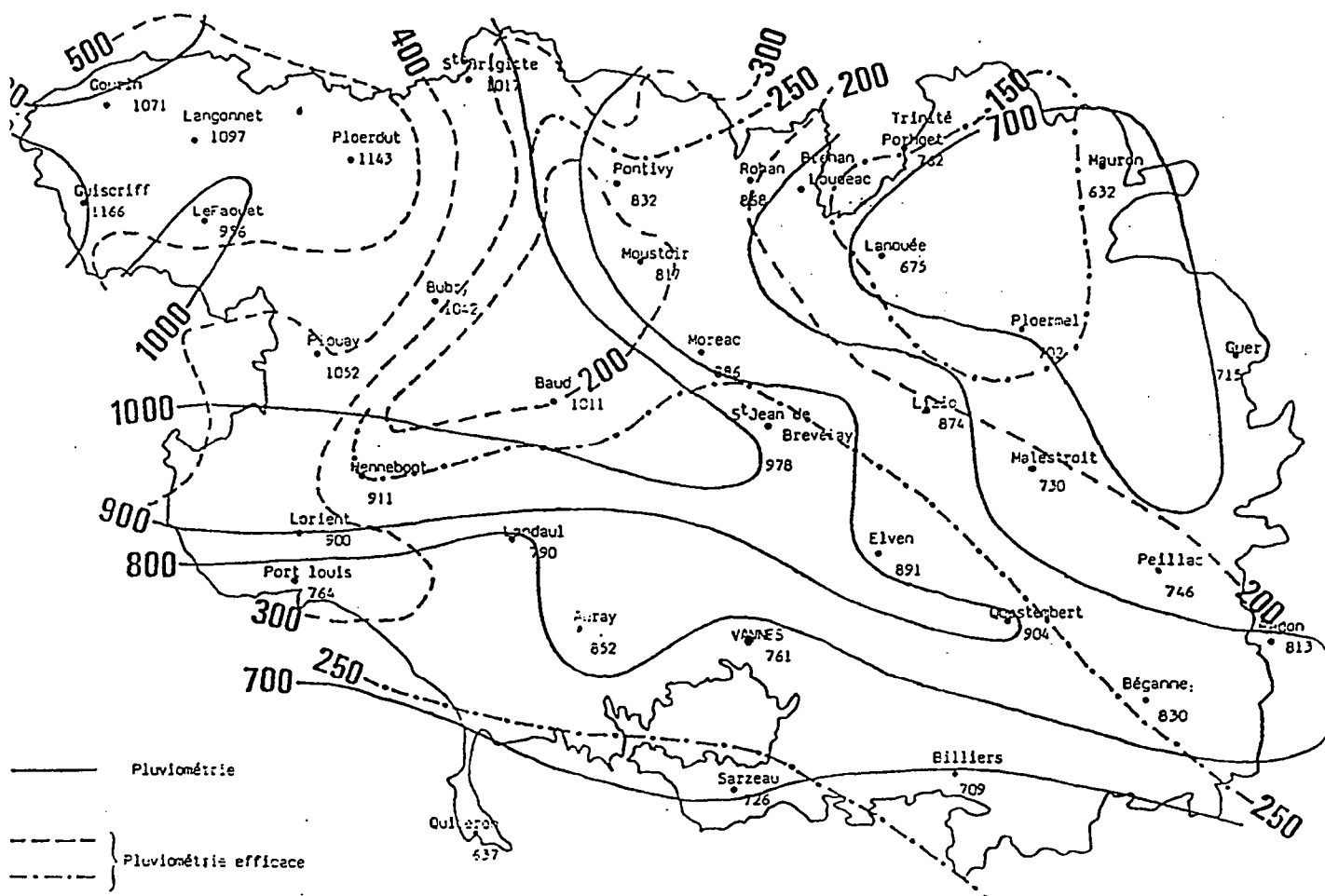


Figure II 2 : Pluviométrie et Pluie Efficace mesurées dans le département du Morbihan entre 1956 et 1970.

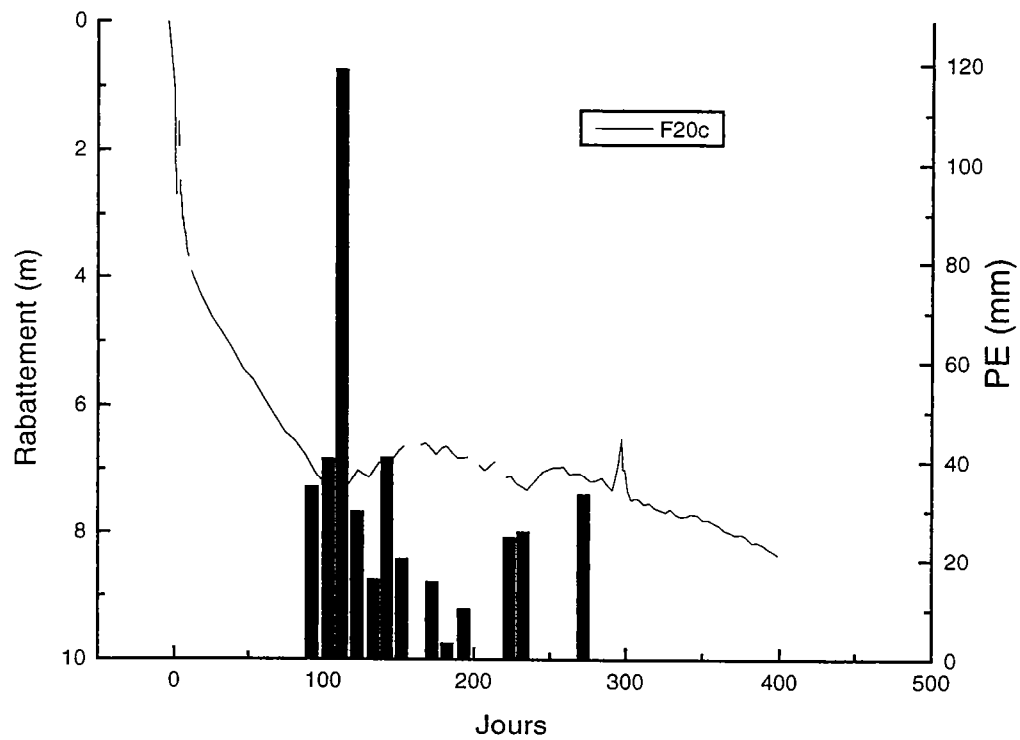
2.3.2 Modèle de réalimentation

2.3.2.1 Données.

2.3.2.1.1 Période 1991-1992.

Durant cette première année d'exploitation, le pompage a été fixé à un débit de $80 \text{ m}^3/\text{h}$ jusqu'en septembre 1991 et est ensuite passé à $85 \text{ m}^3/\text{h}$ jusqu'en juillet 1992.

a)



b)

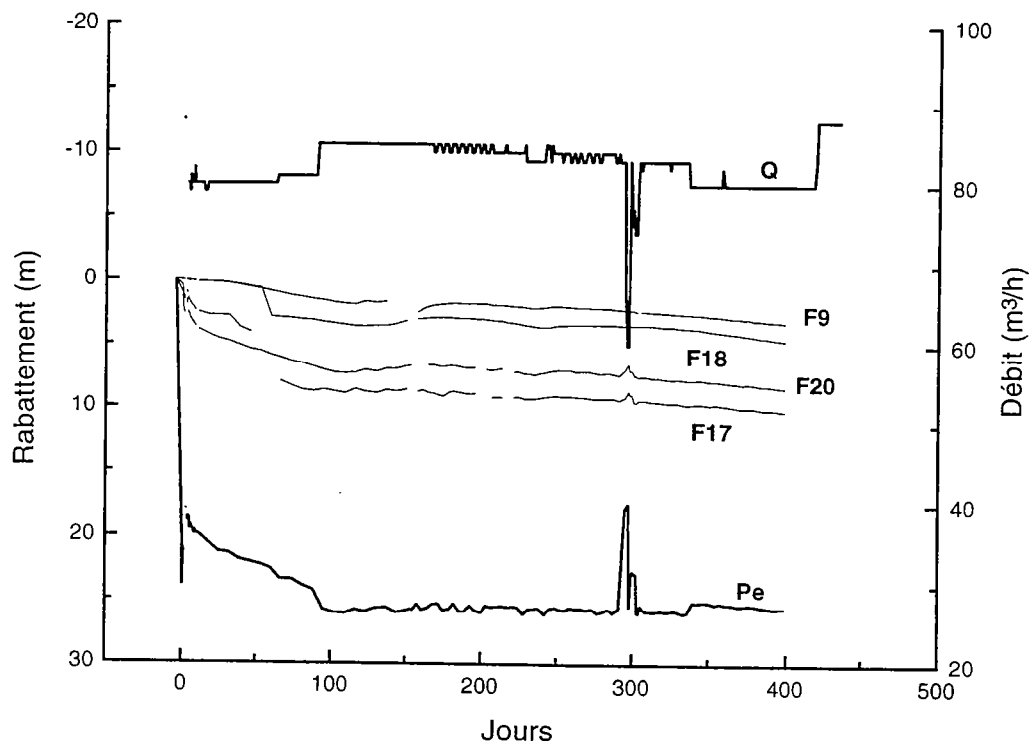


Figure II 3 : a) Rabattement mesuré dans 4 forages et évolution du débit pompé dans Pe, b) Evolution de la Pluie Efficace durant l'année 1991-92

Pour tous les puits échantillonnés, l'évolution des niveaux piézométriques peut être divisée en trois périodes (Figure II 3) :

1) dans la première partie du signal, entre le début de l'exploitation et jusqu'au mois de novembre 1991, on note une diminution régulière des niveaux piézométriques qui varient suivant les piézomètres. La diminution la plus importante est observée dans le forage principal, Pe.

Dans cette première partie deux puits présentent une anomalie avec une chute brutale des rabattements qui se produit au même moment, autour de 46 jours, après le début du pompage (20-23 août 1991). Il s'agit des piézomètres F17 et F18, situés respectivement à 477 m, au sud de Pe et à 182 m au nord de Pe. D'après les relevés de la Régie Municipale, la période du 20-23 août 1991 correspond à la date de mise en marche d'une pompe de 2 m³/h dans le puits F17 pour l'alimentation en eau du lavoir communal. Ce lavoir était alimenté, avant la mise en exploitation de l'aquifère, par une source qui s'est rapidement tarie après le début du pompage.

D'autre part, le 23 septembre 1991 débute un essai de pompage à un débit de 15 m³/h dans F6, localisé à 1,5 km à l'est de Pe, au lieu dit 'Fontaine Sainte Maude'. On observe lors du démarrage de cet essai, une diminution instantanée de 0,5 m du niveau dans le forage principal, associée à une augmentation du débit qui passe de 80 à 85 m³/h. On rappelle que d'après les rapports Géoarmor, cette évolution du niveau dans Pe indiquerait des transferts de pressions rapides entre les forages F6 et le forage principal.

2) à partir du mois de novembre 1991 et jusqu'au mois de mars 1992, deux périodes de remontée des niveaux piézométriques, d'amplitudes différentes sont observées. Sur la Figure II 3b, nous avons reporté, à la fois, l'évolution de la pluie efficace (la pluie efficace a été définie pp 111) et du niveau piézométrique mesuré dans le puits F20. On constate que chaque remontée des niveaux se produit suite à une période pluvieuse d'intensité différente. L'influence de la recharge sur l'évolution des niveaux n'est pas instantanée. Parmi les deux remontées, l'amplitude de la première est la plus importante et fait suite à une pluie efficace cumulée aussi plus importante.

Pour chaque évolution piézométrique, l'amplitude maximum de la remontée des niveaux et les jours associés ont été mesurés et reportés dans le Tableau II 4.

forages	première remontée des niveaux (m)	jours amplitude maximum	deuxième remontée des niveaux (m)	jours amplitude maximum
F7	0,67	165	0,19	249
F9	-	-	0,14	249
F17	-	-	0,25	234
F18	0,7	172	0,23	270
F19	0,52	165	0,27	252
F20	0,73	168	0,36	252

Tableau II 4 : Amplitudes des remontées des niveaux piézométriques durant l'année 1991-92 dans 6 puits.

Parmi les 6 puits, les maxima d'amplitudes se produisent pratiquement au même moment dans les forages F7, F9, F20 et F19. Deux puits présentent des comportements particuliers : F17 réagit rapidement à la recharge alors que la réponse dans F18 est la plus tardive.

3) à partir de la fin du mois de mars 1992 et jusqu'à la mise en marche du deuxième pompage dans F29, en août 1992, les niveaux dans les piézomètres diminuent régulièrement, avec une pente qui varie suivant les points d'observation. On se retrouve dans les mêmes conditions que dans la première partie avec une décroissance régulière, uniquement fonction des propriétés hydrodynamiques du milieu.

Le niveau piézométrique dans Pe présente une évolution légèrement différente de celles des autres puits. En effet, à partir du mois de septembre 1991 et jusqu'en juin 1992, on n'observe ni l'influence de la recharge durant les mois d'automne-hiver, ni de décroissance régulière des niveaux durant les mois de printemps-été. Pour ce forage, le rabattement reste stabilisé à 25 m, ce qui correspond à une altitude de -3,5 m en dessous du niveau de la mer, jusqu'à la mise en exploitation du pompage dans F29 en août 1992.

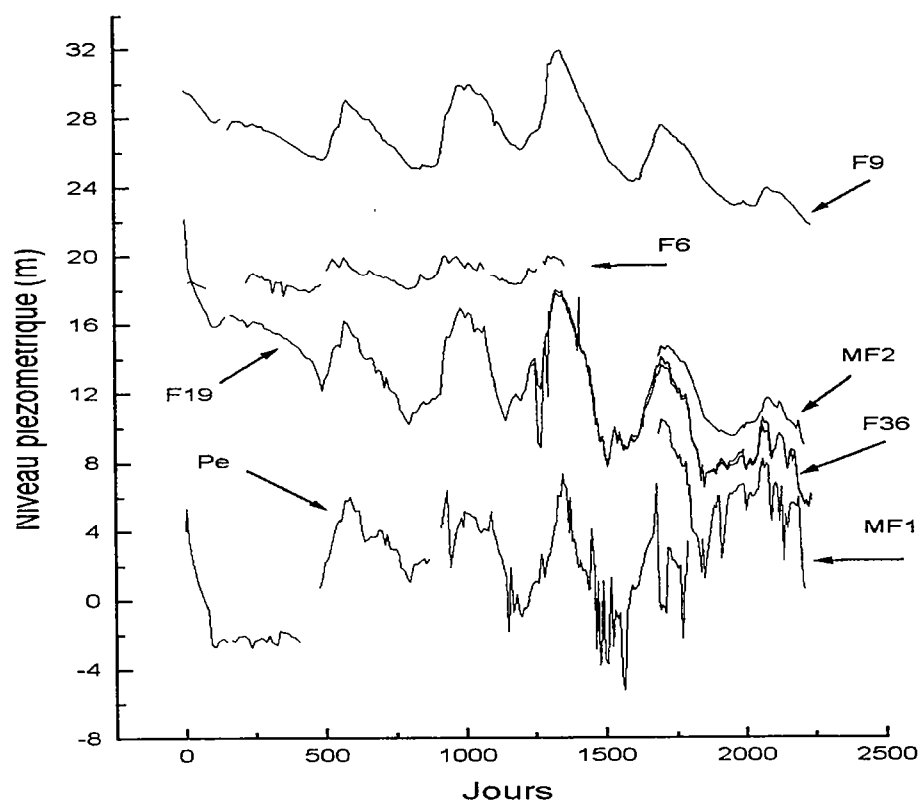
2.3.2.1.2 Période 1991-1997 :

Du fait du nombre de forages et des différences dans les dates de réalisation, nous ne présentons pas toutes les courbes d'évolutions piézométriques. Dans la Figure II 4a, nous avons reporté les évolutions des niveaux piézométriques en fonction du temps pour sept forages suivis depuis 1991. Parmi ces forages, on compte ceux qui ont été réalisés dans le cadre de cette étude. Sur cette figure, nous ne présentons pas les forages F31, F32 et F29 pour lesquels les niveaux varient trop brutalement, à cause des variations de pompage dans ces derniers.

Suite à la mise en exploitation de nouveaux forages, l'évolution des niveaux piézométriques suit le même schéma décrit lors de la première année d'exploitation : durant la période d'automne-hiver, une remontée des niveaux se produit, dont l'amplitude varie suivant les forages et qui se termine par une stabilisation des niveaux d'une durée plus ou moins longue suivant la pluviométrie. Après cette période, on observe une décroissance régulière des niveaux qui atteignent un minimum en fin d'été. C'est en été, période durant laquelle la pluviométrie est très faible, que les volumes d'eaux pompés sont les plus importants, du fait de l'accroissement de la demande.

Comme pour la première année, il existe une bonne corrélation entre les amplitudes des remontées des niveaux et la pluie efficace cumulée. Les années durant lesquelles les remontées sont les plus importantes, correspondent aux années caractérisées par une forte pluviométrie.

a)



b)

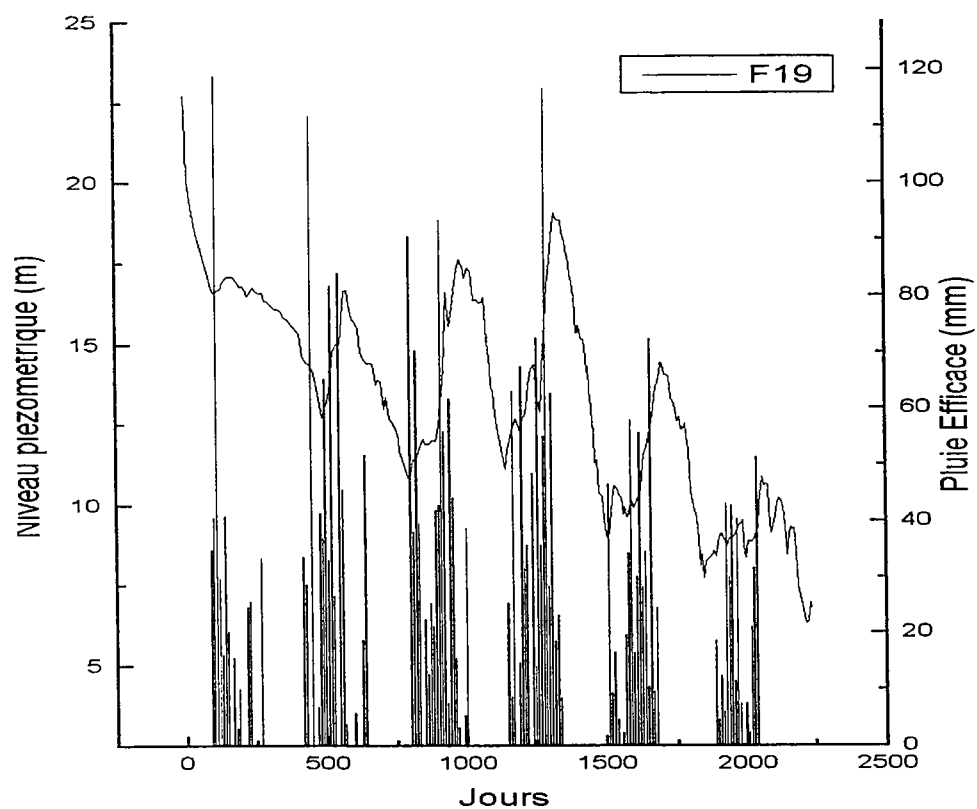


Figure II 4 : a) Evolution des niveaux piézométriques dans 7 puits entre 1991 et 1997, b) Evolution de la Pluie Efficace durant la même période.

D'autre part, les évolutions des niveaux piézométriques des puits les plus proches des puits pompés sont caractérisées par des variations hautes fréquences et de faibles amplitudes synchrones dans tous ces puits.

Concernant l'évolution piézométrique dans le puits principal, on remarque, qu'à partir de novembre 1992, la stabilisation du niveau cesse et comme dans les autres forages une remontée du niveau apparaît corrélée avec la pluie efficace. Ainsi à partir de novembre 1992, l'évolution des niveaux va suivre le schéma général observé pour tous les autres puits. Aucune autre période de stabilisation du niveau ne va être observée dans le forage principal, suite à l'exploitation de nouveaux forages sur la zone.

Dans le Tableau II 5, nous avons reporté les différences de niveaux observées entre la date de mise en exploitation des différents puits et juillet 1997. En juillet 1997, quatre forages étaient pompés en continu pour répondre à l'augmentation de la consommation d'eau durant l'été.

Forages	niveau piézométrique : h1 (m) début des mesures	niveau piézométrique : h2 (m) 07/08/97	rabattement $\Delta h = h1 - h2$
F7	31,82 (04/06/91)	28,95	2,87
F9	29,77 (04/06/91)	22,14	7,63
F11	22,08 (04/06/91)	1,35	20,73
F17	22,25 (04/06/91) (puits artésien pendant 2 mois)	6,34	15,91
F19	22,93 (04/06/91)	6,53	16,4
F20	23,3 (04/06/91)	5,54	17,76
F28	14,37	-2,84	17,21
F29	-1,23	-8,2	9,43
F31	2,49	-7,58	10,07
F32	2,96	-7,9	10,86
F34	13,72 (28/11/94)	6,12	7,6
F35	12,22 (14/12/94)	4,12	8,1
F36	13,62 (28/11/94)	5,62	8
MF1	8,78	0,54	8,24
MF2	13,2	8,94	4,26

Tableau II 5 : Différences de charges mesurées dans plusieurs puits entre la date de réalisation du forage et la date du 07/08/1997.

On constate que les différences de niveaux les plus importantes correspondent aux puits les plus proches de la zone de pompage. L'observation des courbes de niveaux piézométriques et de ces résultats nous montrent qu'un certain nombre de forages ont une évolution des niveaux comparable, bien que n'étant pas situés à la même distance de Pe : amplitude des remontées et variation de la charge hydraulique Δh , depuis la foration. C'est particulièrement le cas pour les piézomètres F11, F20, F19, F34, F35, F36 et MF1, pour lesquels les variations d'amplitudes et les différences de charge hydraulique sont les plus importantes. Pour les puits les plus éloignés, les amplitudes et les variations du niveau piézométrique depuis la foration sont plus petites et peuvent même être très faibles, comme celles observées dans F6 et F27.

Jusqu'à présent nous n'avons pas parlé de l'évolution des niveaux dans les puits pompés. C'est dans ces puits que les niveaux piézométriques les plus bas sont observés, durant les périodes d'été, avec des minima qui atteignent -7 mètres, en dessous du niveau de la mer.

2.3.2.2 Discussions.

2.3.2.2.1 Influence de la pluviométrie/recharge :

Précédemment, nous avons observé que les périodes de remontée des niveaux sont corrélées avec la recharge de l'aquifère. Ainsi c'est pour les forages les plus proches des puits pompés, que l'on observe des remontées des niveaux les plus importantes. Les puits les moins influencés par la recharge sont F6, F7 et F9 et F27 qui sont les puits les plus éloignés du forage principal. L'influence la plus faible est observée dans le puits F6 et F27 qui sont situés à 1,5 Km de Pe et qui n'apparaissent pas connectés à la zone de pompage.

La représentation individuelle de l'évolution piézométrique dans les différents puits ne nous permet pas de contrôler l'évolution globale de la nappe depuis le début du pompage. A partir des relevés piézométriques, nous présentons l'évolution de la surface piézométrique à différentes dates, avant et depuis la mise en exploitation de l'aquifère. Sur la Figure II 5, et à partir du Tableau II 5, on observe depuis le début du pompage, une baisse générale des niveaux avec un cône de rabattement qui a augmenté au cours du temps. Ainsi l'augmentation des volumes d'eaux pompés, suite à la mise en exploitation des différents forages, a eu comme conséquence d'élargir la surface influencée par le pompage. Cette diminution progressive des niveaux indique, en plus, que la surface nécessaire à la réalimentation de la nappe augmente du fait des volumes pompés qui deviennent de plus en plus importants.

2.3.2.2.2 Connectivité de la zone :

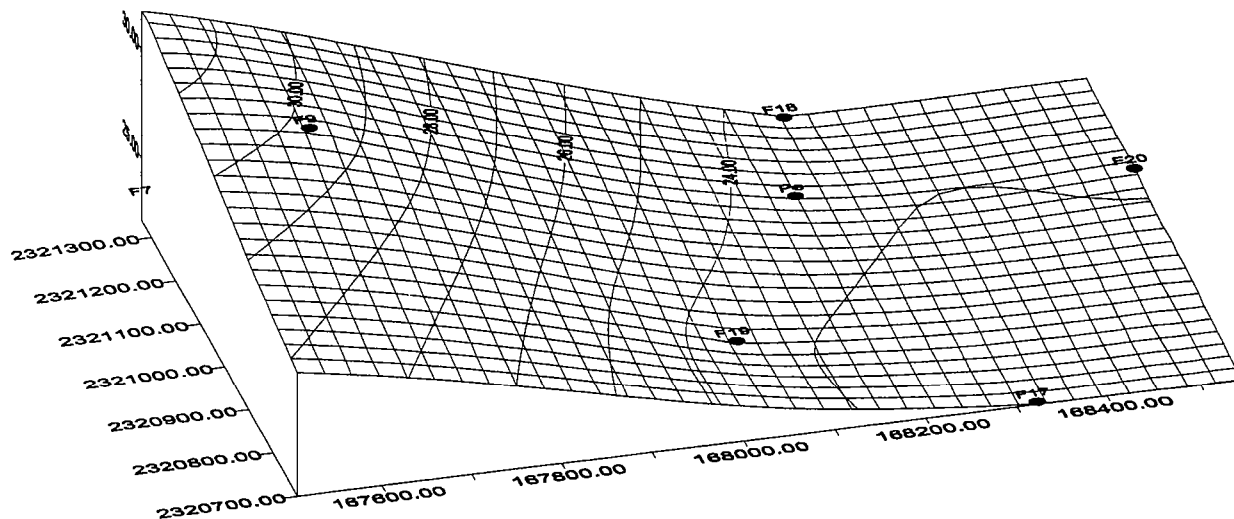
Les chroniques de niveaux piézométriques permettent de caractériser les différents forages. Ainsi à partir de ces données, il est possible de distinguer deux groupes de forages.

Groupe 1 : F6, F7, F9, F18, F30 et MF2.

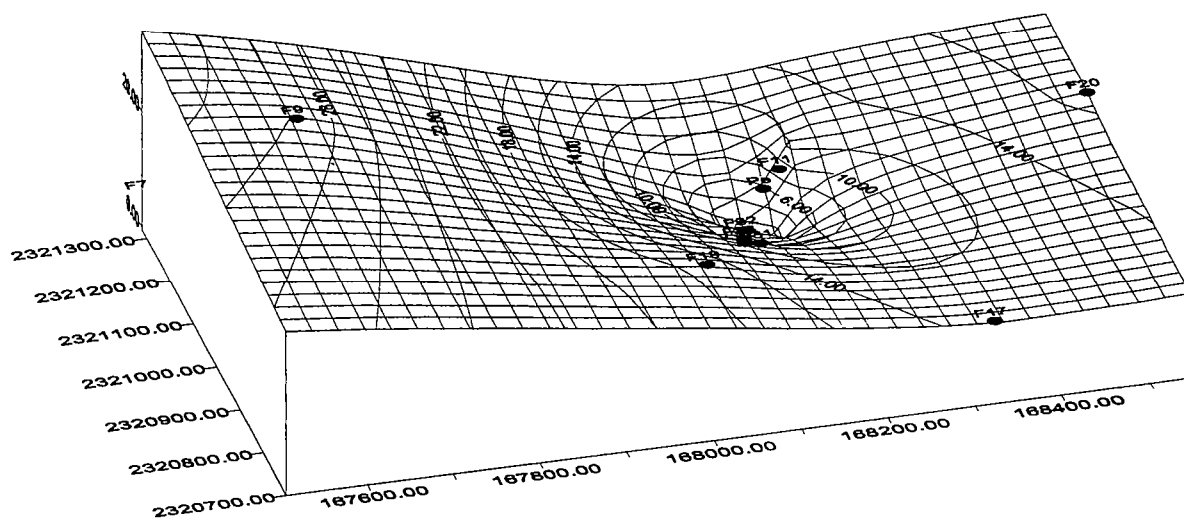
Ils correspondent aux forages les plus éloignés, situés à des distances supérieures à 400 m de Pe, exceptés pour F18 et MF2, situés respectivement à 150 m et 175 m de Pe. Ces piézomètres ne répondent pas ou faiblement aux transferts de pression rapides provoqués par les variations de pompage au niveau du champ captant. Cependant la baisse régulière des niveaux depuis 1991 et les remontées des niveaux observées dans quatre d'entre eux, indique que ces puits sont localisés dans la zone de recharge de l'aquifère. Seuls les niveaux dans F6 et F27, les puits les plus éloignés de Pe ($d > 1$ Km), ne s'inscrivent pas dans ce schéma. En effet, pour ces puits, aucune baisse des niveaux n'est observée et les amplitudes de remontée des niveaux sont de l'ordre de un à deux mètres durant l'hiver. D'après les observations de cuttings, F6 est situé au niveau de la zone de contact où sont localisées les pegmatites fracturées.

Le mini-forage MF2, situé à 175 m de Pe, a le niveau piézométrique plus élevé que des forages situés à des distances plus grandes comme F19, F20 et F36 et apparaît faiblement influencé par les variations brutales de pompage. Contrairement à MF1, ce forage n'apparaît pas directement connecté au réseau de fractures. Par conséquent, le niveau dans MF2 représente le niveau piézométrique dans la nappe d'altérites.

a)



b)



c)

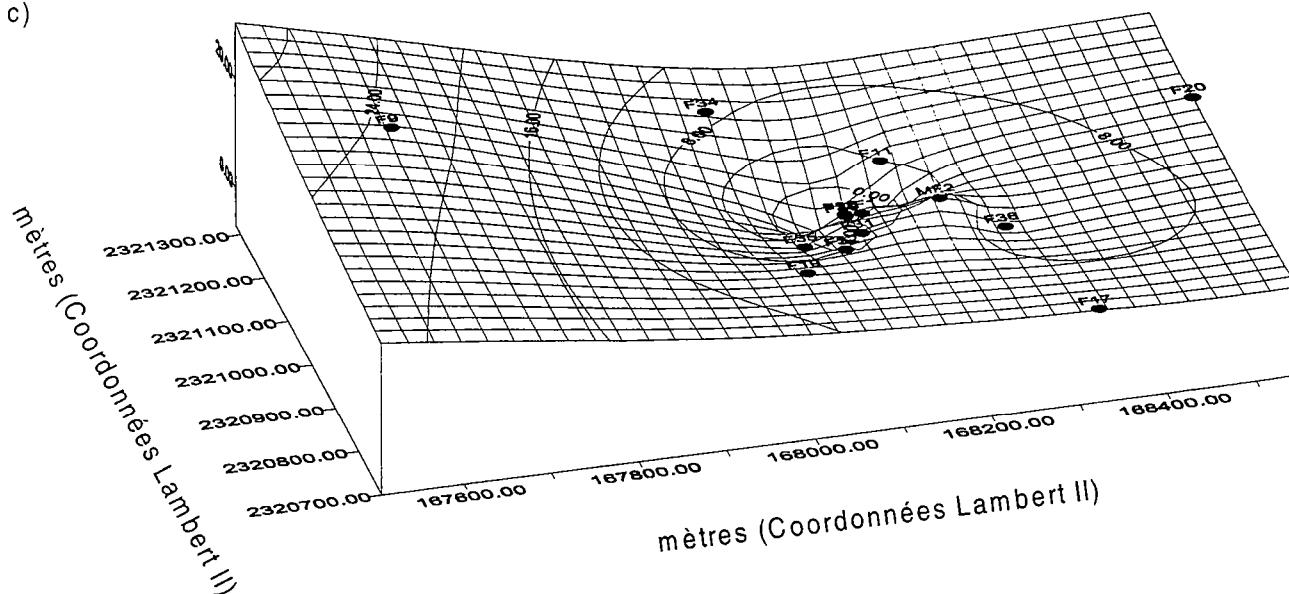


Figure II 5 : Surfaces 3D du niveau de la nappe à 3 dates différentes, depuis la mise en exploitation de l'aquifère : a) 27/05/91, b) 25/02/94 et c) 27/02/97.

Groupe 2 : Pe, F11, F17, F19, F20, F28, F29, F31, F32, F34, F35, F36, et MF1.

Ce groupe correspond aux forages situés dans un rayon de 450 m autour du forage principal Pe. Les puits sont très bien connectés et répondent de façon instantanée aux variations de pompage dans les forages Pe, F29 et F31. Pour tous ces forages, les évolutions des niveaux piézométriques sont comparables (hormis pour les forages pompés) et varient très peu suivant la distance à Pe. De plus, c'est pour ces puits que les amplitudes des remontées des niveaux piézométriques sont les plus importantes, fonction de la pluviométrie et de la charge hydraulique. Les niveaux d'eaux dans ces puits suivent pratiquement la même évolution quelque soit la distance aux puits pompés. Un tel comportement indique une influence des puits pompés relativement uniforme sur toute cette zone englobant tout ces forages et qui correspond, par conséquent, à une zone très bien connectée.

L'observation des données de forages indique que tout ces puits, bien que très bien connectés, n'ont pas le même degré de fracturation. En effet, les débits au soufflage mesurés varient de quelques m³/h dans F17 à 100 m³/h dans F36 dans lequel sont localisés des filons de pegmatites fracturés. Cela indique la présence de chemins de circulation privilégiés dans le milieu et souligne le caractère très fracturé de la zone de contact.

Concernant le forage principal, Pe, nous avons souligné précédemment que le rabattement dans le puits a atteint, en 1991-92, un palier, indiquant un équilibre entre les flux d'entrée et les flux de sortie. A ce stade, on peut considérer qu'un régime pseudo-permanent a été atteint durant cette première année d'exploitation. Le processus responsable de la stabilisation du niveau, trois mois après la mise en exploitation du site, est le processus de drainance (introduit pp 128) qui considère une recharge par la roche en place. Cependant ce processus n'a été observé que lors de la première année pendant un pompage à débit constant. Du fait des volumes importants d'eaux pompés, on doit forcément considérer une recharge de l'aquifère par la roche en place, fonction des surfaces de contact. L'augmentation des débits et l'influence de plusieurs pompages sur la zone expliquent pourquoi l'équilibre entre les flux d'entrée et de sortie n'est jamais atteint à partir d'août 1992. Le fait de rajouter une nouvelle sollicitation avec des variations dans le rythme de débit pompage a eu comme conséquence de 'déséquilibrer' le système.

2.3.3 Conclusions :

L'établissement du bilan hydrique et les chroniques piézométriques ont indiqué que, du fait de l'importance des débits pompés, la zone nécessaire à la recharge de l'aquifère est au minimum égale à la surface du simple bassin versant topographique. D'autre part, à partir de la baisse régulière des niveaux piézométriques, nous avons conclu que depuis le début de l'exploitation, les surfaces influencées par le pompage tendent, du fait des volumes d'eau pompés, à augmenter.

Le processus contribuant à expliquer la productivité de l'aquifère est le processus de drainance qui se traduit par une stabilisation du niveau piézométrique dans le forage principal durant la première année de l'exploitation. Son importance est fonction non seulement de la perméabilité de matrice des roches, du taux d'infiltration efficace mais aussi de la géométrie du réseau de fractures qui définit la surface d'échange entre la matrice et le milieu d'écoulement préférentiel.

Bien que l'on n'observe pas d'autre période de stabilisation après 1992, le processus de drainance est toujours actif et contribue à la recharge de l'aquifère. Après novembre 1992, l'absence de stabilisation des niveaux est principalement due aux variations des rythmes de pompage, qui déséquilibrent la charge hydraulique dans le système.

Tous les piézomètres du groupe B, présents dans un périmètre de 500 m autour du forage pompé réagissent instantanément aux variations de pompage indiquant une bonne connectivité entre les forages. D'autre part, nous avons constaté que bien que très bien connectés, tout ces forages n'ont pas le même degré de fracturation ce qui met en évidence des chemins de circulation privilégiés dans le milieu.

Malgré ces résultats, un certain nombre de questions subsistent encore quant au fonctionnement hydraulique de cet aquifère. Il apparaît notamment important de caractériser d'un point de vue hydraulique, la capacité de cet aquifère et d'en évaluer ses limites. Des réponses ne seront apportées que si le degré de connaissance sur la géométrie du milieu d'écoulement est suffisant.

Une méthode assez simple pour caractériser un aquifère est la réalisation d'un essai de pompage qui permet de définir, à la fois, les propriétés hydrauliques du milieu ainsi que les limites du système. La première donnée que l'on peut déduire d'un essai de pompage est la connectivité entre puits. En effet il est relativement simple de suivre l'évolution des niveaux dans les puits voisins du puits de pompage et d'en déduire si les puits sont connectés. En croisant les essais il est ainsi possible d'améliorer l'imagerie du sous-sol et d'en déduire éventuellement des zones de fractures conductrices. Cependant ces mesures ne permettent d'estimer la variabilité du milieu que pour une distance caractéristique, la distance inter-puits. Or l'hétérogénéité à petite échelle peut être très importante. C'est ce que l'on peut voir au lieu dit 'Loyan', à 2 Kilomètres à l'est du site (Figure II 6), où il y a trois piézomètres distants de 3 mètres qui sont apparemment mal connectés entre eux. Néanmoins, cette méthode peut être appliquée sur des échelles croissantes afin de caractériser le degré d'hétérogénéité du milieu selon l'échelle considérée. Cela permettra de savoir si à grande échelle le degré d'hétérogénéité subsiste ou si au contraire les différentes échelles d'hétérogénéité sont intégrées de telle sorte que le milieu réponde de manière cohérente.

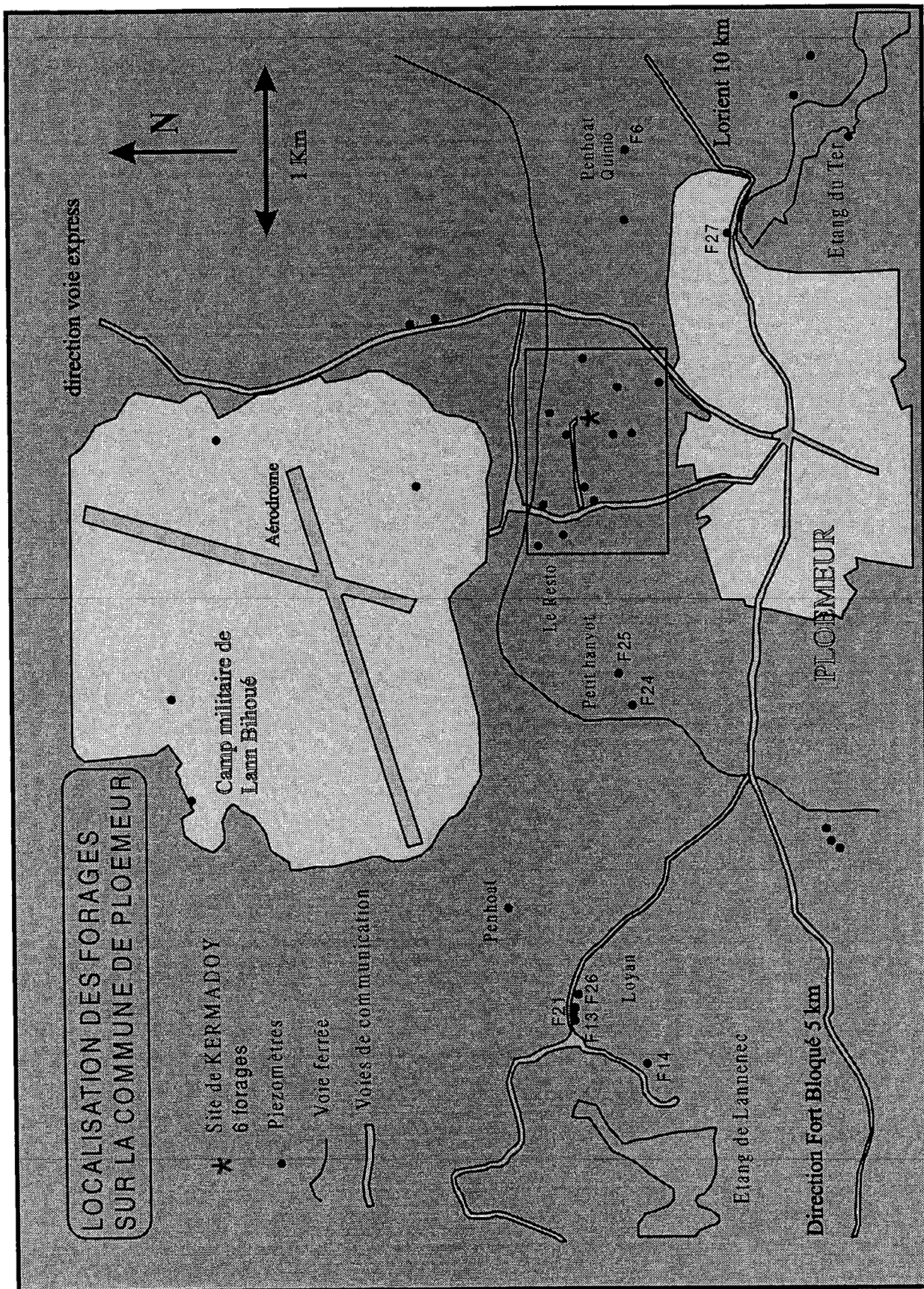


Figure II 6 : Carte de localisation des forages éloignés.

2.4 Détermination des propriétés hydrauliques : essai de pompage.

2.4.1 Introduction.

L'essai de pompage est une technique qui permet de déterminer les propriétés hydrauliques d'un aquifère. Le principe d'un essai de pompage est de pomper ou d'injecter de l'eau dans un aquifère initialement au repos et de suivre l'évolution des rabattements à la fois dans le puits pompé et dans les piézomètres.

Deux mises en œuvre sont possibles :

- pompage entre des sections délimitées par des packers : ce type d'essai permet de caractériser d'un point de vue hydraulique, à la fois, les zones conductrices et la matrice rocheuse. Les essais entre packers nécessitent, au préalable, une caractérisation de la fracturation dans le puits pompé et les piézomètres (densité, distribution, localisation et ouverture). Cette caractérisation peut être réalisée à partir de différentes méthodes parmi lesquelles on peut citer :

- le micromoulinet.
- le televiwer.
- l'étude de carottes.

Cette mise en œuvre nécessite un équipement relativement lourd et est particulièrement utilisée dans le cadre des recherches de sites, réservés aux stockages de déchets nucléaires (Stripa Project, Grimsel...).

- pompage dans un puits complet : cette mise en œuvre intègre l'hétérogénéité dans tout le volume d'aquifère imagé et permet d'obtenir les propriétés globales du milieu. Cette méthode a l'avantage d'être rapide et simple d'exécution (Castagny, 1981, De Marsily, 1986). De plus, cette mise en œuvre permet de déterminer les variations des propriétés hydrauliques avec l'échelle de mesure.

Une fois la technique de mise en œuvre définie, la difficulté repose ensuite sur le choix de la méthode d'interprétation des données qui est fortement dépendante de la géométrie du réseau de fracture. Un modèle non adapté au milieu conduira à sous ou sur évaluer les valeurs des propriétés hydrauliques ce qui aura des conséquences sur les prédictions de la recharge de l'aquifère et le transport de matière.

2.4.2 Hydrogéologie classique : cas des milieux poreux.

2.4.2.1 Notion de V.E.R.

Cette approche considère qu'il est possible de décrire localement les propriétés du milieu à partir d'un certain volume de roche, le V.E.R, qui permettra de définir la propriété moyenne du volume en question (De Marsily, 1986). Il s'agit d'une intégration spatiale qui suppose implicitement une représentation du milieu où le caractère répétitif des formes géométriques entraîne une certaine régularité statistique, de telle sorte qu'il soit possible de

moyenner les propriétés hydrodynamiques du milieu à l'échelle du V.E.R. Pour cela il est nécessaire de considérer un volume δV suffisamment grand pour contenir un nombre statistiquement significatif de pores, mais suffisamment petit pour pouvoir être considéré comme ponctuel. La Figure II 7 exprime la variation possible de la moyenne d'un paramètre, en fonction du volume δV . Pour de petites tailles, les fluctuations resteront élevées et la moyenne ne sera pas représentative. S'il existe un domaine d'échelle pour lequel les moyennes sont invariantes, le milieu poreux peut être traité de manière continue, bien que sa microstructure soit fortement discontinue. Dans le cas des milieux poreux, le domaine d'existence d'un V.E.R. est en général limité à petite échelle par les variations microstructurales du milieu et à grandes échelles par des macrostructures d'origine géologique, telles que des variations de faciès sédimentaires ou de lithologie. Entre ces échelles, il est éventuellement possible de définir un domaine pour lequel le concept de volume élémentaire représentatif est pertinent.

Si cette approche s'est révélée assez fructueuse dans le cas des milieux poreux, son application aux milieux fracturés est limitée, en particulier par la large distribution de dimensions de failles. Pour qu'un milieu fissuré ou fracturé se prête à une telle approche, il est nécessaire que 1) le réseau de fractures soit dense et très bien connecté (Long and Whiterspoon, 1985) et 2) la distribution d'ouvertures des fissures soit étroite pour ne pas introduire de localisation des écoulements dans des chemins préférentiels (Charlaix et al, 1987). Si ces deux conditions sont remplies, on pourra alors définir un milieu poreux équivalent.

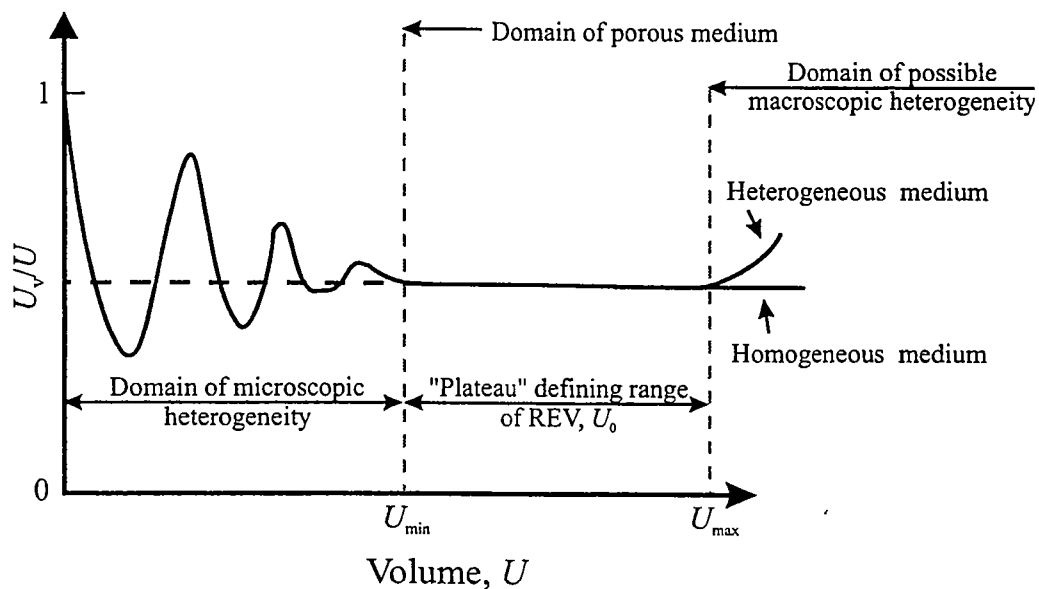


Figure II 7 : Principe du R.E.V.

2.4.2.2 Equation de diffusivité en régime transitoire.

L'équation qui décrit la circulation de fluide dans un milieu poreux en régime transitoire est une équation de diffusion. Cette relation a été établie en appliquant à un volume élémentaire d'aquifère la loi de conservation de la masse et la loi de Darcy. Dans ces paragraphes, nous allons rappeler les équations fondamentales appliquées aux cas des milieux poreux. Pour plus de précisions, de nombreux ouvrages (De Marsily, 1986, Domenico et Schwartz, 1990 ...) sont disponibles

$$\nabla^2 s = \frac{S}{T} \frac{\partial s}{\partial t}$$

avec

s : rabattement (m).

T : transmissivité (m²/s).

S : coefficient d'emmagasinement

t : temps (s).

La transmissivité et le coefficient d'emmagasinement sont les propriétés hydrauliques du milieu, obtenues à partir d'un essai de pompage.

La transmissivité permet de mesurer la productivité d'un forage. En considérant la théorie de l'hydrogéologie classique, ce paramètre est égal au produit du coefficient de perméabilité K (m/s) par l'épaisseur de l'aquifère b (m) et s'exprime en m²/s :

$$T = K.b$$

Le coefficient d'emmagasinement est un nombre sans dimension qui exprime le volume d'eau libéré ou emmagasiné, par unité de surface de l'aquifère pour une variation de la charge hydraulique d'une unité (De Marsily, 1986 ; Domenico et Schwartz, 1991).

La méthode classique utilisée pour l'interprétation des essais de pompage, en régime transitoire, est basée sur la théorie développée par Theis, 1935. Ce dernier a développé une solution analytique en coordonnées radiales qui correspond à une émission ponctuelle et continue de fluide en un point. Cette solution suppose les hypothèses suivantes :

- un aquifère captif, homogène et infini.
- le puits traverse toute l'épaisseur de l'aquifère.
- la nappe est initialement au repos.

L'évolution du rabattement avec le temps en tout point d'un aquifère est de la forme suivante :

$$\Rightarrow s = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \quad u = \frac{4\pi T}{Sr^2}$$

avec

$W(u)$: fonction exponentielle intégrale, appelée fonction puits. Cette fonction est connue et tabulée.

Q : débit pompé (m³/s).

r : distance au puits de pompage (m).

Cette théorie considère que la circulation du fluide dans l'aquifère se fait uniquement dans un plan et élimine ainsi toute circulation verticale. La dimension d'écoulement est connue et égale à 2.

Jacob(1947) a proposé une approximation logarithmique, issue de la théorie de Theis, qui fournit des expressions relativement simples pour le calcul des propriétés hydrauliques.

Cette approximation permet de simplifier l'évolution du rabattement s :

$$\Rightarrow s = \frac{Q}{4\pi T} \ln \frac{2,25Tt}{Sr^2}$$

$T = \frac{0,183Q}{\Delta}$	Δ : pente sur une décade.
$S = \frac{4\pi T t_0}{r^2}$	t_0 : temps de réaction r : distance au puits de pompage

Le rabattement est représenté dans un graphe, en coordonnées semilogarithmiques, à partir duquel, il est ainsi possible de déterminer la pente Δ et t_0 . Dès que l'approximation logarithmique devient valable, les points doivent s'aligner sur une droite et on en déduit les valeurs de T et S . Le paramètre t_0 correspond à l'intercepte entre l'asymptote de la courbe de rabattement pour des temps longs et le niveau de base de la nappe, avant le démarrage de l'essai.

D'après la théorie de Theis/Jacob, le rabattement en un point, dans un milieu homogène et infini, augmente de façon logarithmique en fonction du temps. Une variation à ce comportement indique la présence d'une limite (imperméable ou de réalimentation) dans le milieu ou l'influence du processus de drainance.

Lors d'un essai de pompage à débit constant, une stabilisation des niveaux dans un puits peut être interprétée à partir de la théorie de Theis, soit comme une limite de réalimentation, comme la connection avec un cours d'eau par exemple, soit par l'influence du processus de drainance. Pour faire la distinction entre ces deux possibilités, il suffit de contrôler pour chaque courbe de rabattement à quel moment se produit la stabilisation. D'après le principe de superposition (Castagny, 1981 ; De Marsily, 1986), dans le cas d'une réalimentation par un cours d'eau, la stabilisation des niveaux dans les puits doit dépendre de la distance au cours d'eau. Dans le cas de la drainance, la stabilisation des niveaux doit être observée au même instant dans tous les puits.

Pour mettre en évidence le processus de drainance lors d'un essai de puits, deux solutions analytiques, basées sur la théorie de Theis, ont été développées. Il s'agit des solutions de Hantush et de Boulton. Nous allons rappeler rapidement les différentes hypothèses ainsi que les solutions analytiques proposées.

*Hantush suppose que la nappe captive est réalimentée par une nappe libre sus-jacente qui percole à travers une couche semi-perméable qui les sépare (Hantush, 1956).

La solution de Hantush s'écrit :

$$\Rightarrow s = \frac{Q}{4\pi T} \int_0^\infty \frac{e^{-u - \frac{r^2}{4B^2\tau}}}{\tau} d\tau = \frac{Q}{4\pi T} W' \left(\frac{4Tt}{r^2 S'}, \frac{r}{B} \right)$$

Avec :

e : épaisseur de la zone semi-perméable

$B = \sqrt{\frac{Te'}{K'}}$: facteur de drainance de Hantush.

Comme pour Theis, l'interprétation se fait graphiquement, à partir des abaques paramétrés par u et $\frac{r}{B}$.

*Boulton fait une autre hypothèse sur le flux de drainance engendré par le rabattement s . En effet, il suppose qu'une augmentation de rabattement Δs , à l'instant t , génère un flux de drainance Δq par unité de surface qui diminue de façon exponentielle avec le temps (Boulton, 1965).

La solution analytique de Boulton s'écrit de la forme :

$$\Rightarrow s = \frac{Q}{4\pi T} W''(u, S', f)$$

avec

S' : coefficient de la nappe sous-jacente.

f : paramètre [T^{-1}].

D'après l'hypothèse de Boulton, au bout d'un certain temps t , le flux de drainance deviendra nul et l'évolution du rabattement reprendra une forme logarithmique, comme celle prédite par la théorie de Theis.

2.4.3 Cas des milieux fracturés.

2.4.3.1 Introduction.

Lorsque les roches sont fracturées, les failles sont souvent des lieux d'écoulement privilégiés, car la taille des vides y est plus importante et le plan de fracturation assure une bonne connectivité entre les vides. Toutefois, si la présence de failles peut modifier considérablement les propriétés de transport des roches, leur faible volume, comparé à celui de la roche environnante, n'offre pas de capacité de stockage importante. D'une manière très simplifiée, ces objets peuvent être représentés par des plans, dont l'extension (ou la longueur) va déterminer les distances de transferts locales, et dont l'ouverture (l'écartement entre les 2

plans de failles) peut être suffisante pour permettre un écoulement important, mais est insuffisante pour emmagasiner des volumes de fluides importants.

D'autre part, les réseaux de fractures sont caractérisés par une large gamme de densités, de longueurs et d'ouvertures qui a une conséquence directe sur la connectivité globale du massif et sur les vitesses de circulation du fluide. Ainsi on doit s'attendre à retrouver l'influence de la géométrie du réseau de fractures sur la capacité de l'aquifère à se recharger et la qualité des eaux souterraines.

Les milieux fracturés sont donc par essence des milieux hétérogènes dans la mesure où se superpose à la roche saine, a priori non fracturée, un réseau de failles dont les propriétés hydrauliques sont fondamentalement différentes. La réponse à un essai de puits va donc dépendre de l'échantillonnage, selon que l'on échantillonne la matrice rocheuse ou bien le réseau de fractures connectées. C'est ce que montrent des mesures de perméabilité à l'échelle du puits, qui présentent une variabilité de plusieurs ordres de grandeurs (Cacas et al., 1990 ; Hsieh, 1994). Si cette variabilité se comprend bien intuitivement, à l'échelle du puits, on peut se demander si elle persiste à l'échelle du site expérimental étudié. **En particulier, on peut se demander s'il n'existe pas à l'échelle du site, un réseau de failles connectées dont la géométrie va contrôler de manière cohérente les propriétés de transport du système. Un corollaire à cette question est d'établir l'évolution et la variabilité des propriétés hydrauliques avec l'échelle de mesure.** Ces milieux étant fortement hétérogènes, les méthodes classiques traitant des milieux homogènes ne sont pas adaptées pour l'interprétation des essais de puits. Ainsi Le problème est d'avoir des outils théoriques et des protocoles expérimentaux adaptés à ces milieux hétérogènes.

2.4.3.2 Milieu fracturé équivalent : approche standard.

D'un point de vue théorique, l'approche la plus simple est de considérer que les milieux fracturés sont également caractérisés par l'existence d'un V.E.R. Suivant le degré de connaissance du milieu, les modèles peuvent être déterministes ou stochastiques. Dans le premier cas, les coefficients de transport sont connus et par conséquent le V.E.R. est défini, alors que dans le deuxième cas, ces coefficients sont 'vus' comme des variables spatiales aléatoires, caractérisées par une distribution de probabilité.

Suivant la géométrie du réseau de fracture, la dimension du milieu d'écoulement peut être égale à 1, 2 ou 3 dimensions. Par exemple, si la densité de fracture est large et la distribution isotrope, alors la géométrie du milieu d'écoulement peut être considérée comme 3D.

Les modèles continus équivalents peuvent se mettre sous deux formes :

- modèle simple porosité. Pour ce type de modèle, seule la porosité de fracture est prise en compte et la porosité de matrice rocheuse est négligée. La méthode d'interprétation utilisée pour les modèles simple porosité est la théorie de Theis qui suppose un modèle plan.

- modèle double porosité (Barentblatt et al, 1960 ; Warren et Root, 1963) : La matrice a une porosité élevée et une perméabilité faible tandis que les fractures ont une porosité et une perméabilité élevée. Ces modèles font intervenir deux V.E.R., l'un pour les fractures, l'autre pour la matrice.

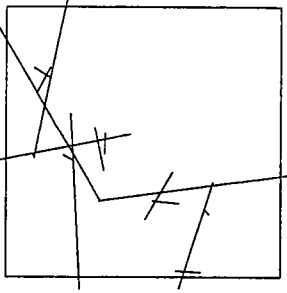
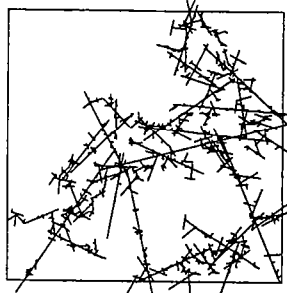
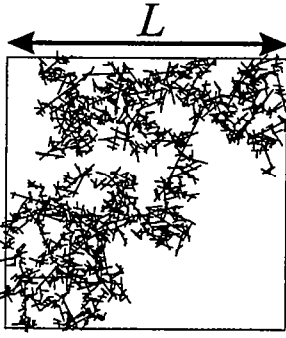
L'utilisation de ces modèles pour les milieux fracturés pose le problème de la connaissance de la géométrie du milieu d'écoulement à considérer lors de l'interprétation des essais de pompage.

2.4.3.3 Approche géométrique : effet d'échelle.

Comme il a été dit précédemment la géométrie des champs de failles est complexe et, en particulier, présente une large gamme de longueurs et d'ouvertures ainsi qu'une distribution spatiale non homogène. La superposition de ces paramètres géométriques conduit à des effets d'échelle mal définis. En particulier divers auteurs ont montré, à partir d'observations de réseaux de failles à diverses échelles, que la distribution des longueurs variait comme une loi de puissance du type $N(l) = \alpha l^{-a}$ où a est un exposant compris généralement entre 1 et 3. Ce type de distribution n'implique aucune échelle caractéristique et ne permet donc pas de définir à priori, une dimension caractéristique du système. En particulier, il n'est pas possible de définir si la connectivité des réseaux de failles est assurée plutôt par les petites ou les grandes failles. Pour clarifier ce problème, une étude sur la connectivité des réseaux de failles, a été réalisée (Bour, 1996) dont nous allons maintenant présenter les principaux résultats.

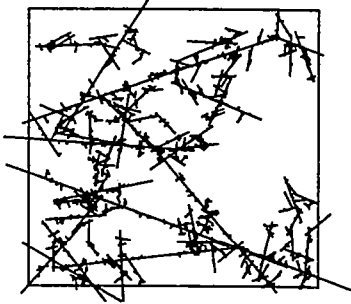
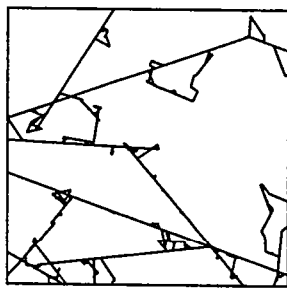
Cette étude est basée sur une adaptation de la théorie de la percolation permettant notamment d'étudier les propriétés de connectivité d'une population d'éléments. Cette analyse théorique a été vérifiée par des modèles numériques en 2 et 3 dimensions. Les implications de cette analyse reposent en grande partie sur la définition d'une échelle d'observation pertinente, grâce à une quantification du rôle des "grandes" et des "petites" failles. Ainsi sur la Figure II 8a, si $a > 3$, les propriétés de connectivités sont gouvernées par les petites failles. Bien que des grandes failles puissent être présentes dans le système, celles-ci sont trop peu nombreuses pour être connectées entre elles. Pour $2 < a < 3$, c'est un système entièrement intermédiaire où la connectivité est assurée, à la fois par les petites et les grandes failles. Pour $a < 2$ ce sont essentiellement les grandes failles qui vont gouverner la connectivité. Par ailleurs la géométrie des chemins de connections entre les bords du système (amas percolant) et des chemins d'écoulement (backbone) sont, dans chacun des cas, différents. Quelque soit le régime, il est possible de quantifier la géométrie de ces derniers par des lois d'échelle, tant sur la distribution spatiale que sur la distribution des longueurs qui participent. Comme on peut l'observer sur la Figure II 8b, la géométrie au seuil de percolation est radicalement différente. Cette géométrie est fondamentale car elle permet d'évaluer, à la fois, la surface d'échange entre la matrice rocheuse et le réseau de fracture connecté mais aussi la probabilité de rencontrer une zone conductrice reliée à l'ensemble du système. Enfin il a été possible de montrer que pour des réseaux dont la densité était constante et dont $a < 3$, la connectivité augmente avec la dimension du système considéré. Ainsi on peut passer d'un système déconnecté à l'échelle du forage à un système connecté à l'échelle globale. Au vue des caractéristiques géométriques des réseaux de failles naturelles, il semble que cet effet soit particulièrement pertinent. On s'attend donc, dans la plupart des cas naturels, à passer d'un système déconnecté à un système bien connecté en augmentant la taille du système. Ceci implique donc nécessairement des lois d'échelle sur les propriétés de transport. Toutefois, cet effet d'échelle peut être amplifié par la distribution des ouvertures de failles, surtout si l'on considère la possibilité d'une éventuelle corrélation entre l'ouverture des failles et leur longueur. Enfin, l'application de cette analyse à plusieurs réseaux de failles naturels a permis de montrer l'adéquation de l'approche théorique développée. Bien que ces résultats théoriques ne fassent pas intervenir la distribution des perméabilités locales, ils montrent clairement que l'on peut s'attendre à des effets d'échelles ne serait ce qu'en considérant les propriétés de connectivité.

a) Typologie de la connectivité :

			
amas percolants			
Terme dominant	failles macroscopiques	failles microscopiques et failles macroscopiques	failles microscopiques
Modèle applicable	perméabilité de fracture(s)	? (cas naturel)	percolation classique
Densité de failles	$\sim L^{a^3}$	$\sim L^{a^3}$	d_c

a

Géométrie des chemins de percolation :

			
propriétés de dispersion			propriétés d'écoulement
Dimension fractale	1	$f(a)$	~ 1.89
Distribution des longueurs			$a' = a + D - 2$

a

Figure II 8 : a) Typologie de la connectivité, b) Géométrie des chemins de percolation au seuil de percolation (d'après Bour et Davy, 1997).

2.4.3.4 Approche de Barker : Dimension du milieu d'écoulement non entière.

La théorie développée par Theis considère que l'écoulement jusqu'au puits de pompage se fait dans un plan et que l'aquifère a une certaine épaisseur, b , au niveau de laquelle la charge est constante. Le problème majeur lors de l'interprétation des essais de pompage est d'estimer au préalable la dimension d'écoulement du milieu.

Dans les milieux fracturés plusieurs auteurs, Bour et Davy, 1997, ont montré que la géométrie du milieu d'écoulement du fait du caractère fractal des réseaux de fractures n'est pas si simple et que dans la plus part des cas, la dimension d'écoulement de ces milieux est non entière. On doit alors considérer pour ces milieux un modèle fractal. Barker, 1988, a généralisé la théorie développée par Theis pour des dimensions d'écoulement non entières.

Nous allons brièvement rappeler le principe de la théorie développée par Barker.

En considérant une dimension d'écoulement non entière, l'équation de diffusivité en régime transitoire est de la forme suivante :

$$\Rightarrow S_s \cdot \frac{\partial s}{\partial t} = \frac{K}{r^{n-1}} \frac{\partial \left[r^{n-1} \left(\frac{\partial s}{\partial r} \right) \right]}{\partial r}$$

Une solution analytique à l'équation de diffusivité a été développée par Barker, 1988 :

$$\Rightarrow s(r,t) = \frac{Qr^{2n}}{4\pi^{1-n} Kb^{3-n}} \Gamma(-n, u) \quad n < 1$$

$$\text{avec} \quad u = \frac{r^2 S_s}{4Kt}$$

$\Gamma(x, u)$: fonction gamma incomplète.

Après inversion de l'équation on obtient les paramètres n , $K_b = Kb^{3-n}$, $S_b = Sb^{3-n}$. Les paramètres K_b et S_b sont fonctions de la dimension du milieu d'écoulement, n . Les résultats obtenus à partir des méthodes de Theis et de Barker ne pourront être directement comparés car dans les deux cas les paramètres sont modèle-dépendants.

Cette approche a été utilisée avec succès pour interpréter des données de puits notamment dans la mine de Stripa (Suède)

2.4.3.5 Conclusions et choix du protocole expérimental.

On a vu précédemment qu'une des difficultés rencontrées lors de l'interprétation des essais de pompage en milieux fracturés, provient principalement du choix de la dimension d'écoulement à prendre en compte. Dans la plus part des cas, du fait de l'hétérogénéité qui caractérise les milieux fracturés, ce paramètre est difficile à estimer. On a vu précédemment qu'il existe principalement deux approches pour interpréter les essais de pompage en milieu fracturé :

- la méthode de Theis considère une dimension d'écoulement connue et égale à 2 et permet de déterminer T et S .

- la méthode de Barker suppose ce paramètre comme une variable égale à une valeur non entière ce qui met en évidence une dimension d'écoulement fractale pour les milieux fracturés. L'interprétation par cette méthode permet, par conséquent, de déterminer 3 paramètres : la dimension d'écoulement et les propriétés hydrauliques, K_b et S_b .

A Ploemeur, on ne connaît pas la géométrie du réseau de fracture de sorte qu'il est impossible de prédire à priori la géométrie des chemins d'écoulement. En revanche, l'interprétation de mesures hydrauliques peut éventuellement traduire des effets d'échelle qu'il nous sera possible d'interpréter via les attendus théoriques. Pour cela, il est donc nécessaire de définir un protocole expérimental qui soit apte à prédire le comportement des propriétés hydrauliques du site sur plusieurs échelles de mesure.

Le site de Ploemeur se prête bien à une telle étude car les piézomètres sont situés à des distances variables des puits de pompage allant de 5 mètres à 600 mètres pour les plus éloignés. Pour tester le degré d'hétérogénéité nous avons choisi d'effectuer plusieurs essais de pompage, suivis sur l'ensemble des piézomètres.

2.4.4 Mesures et traitements.

2.4.4.1 Protocole de mesures.

2.4.4.1.1 Choix du protocole :

Comme nous l'avons déjà précisé précédemment le site est en exploitation. Cette exploitation a du être prise en compte, lors de l'établissement du protocole expérimental. En effet pour palier à la consommation de fin d'été, deux pompes sur trois dont forcément le forage principal, devaient être en marche en continu. Nous avons finalement décidé de réaliser deux essais de pompage d'une durée de 5 jours chacun : un dans F31 et l'autre dans F29. Dans les deux cas la remontée des niveaux a été étudiée sur une durée aussi longue que celle du pompage. Ce protocole a l'avantage de doubler les expérimentations et ainsi de confirmer éventuellement les résultats obtenus. La Figure II 9 résume les différents essais réalisés et précise les débits et les temps de pompage. Ces deux puits sont tous les deux productifs et ont des débits au soufflage supérieurs à 60 m³/h. Néanmoins ils se différencient au niveau du degré de fracturation et de la distribution des arrivées d'eaux : en effet pour F31 une arrivée d'eau très importante est localisée au niveau d'un filon de pegmatites fracturées alors que dans F29 les arrivées d'eaux augmentent avec la profondeur.

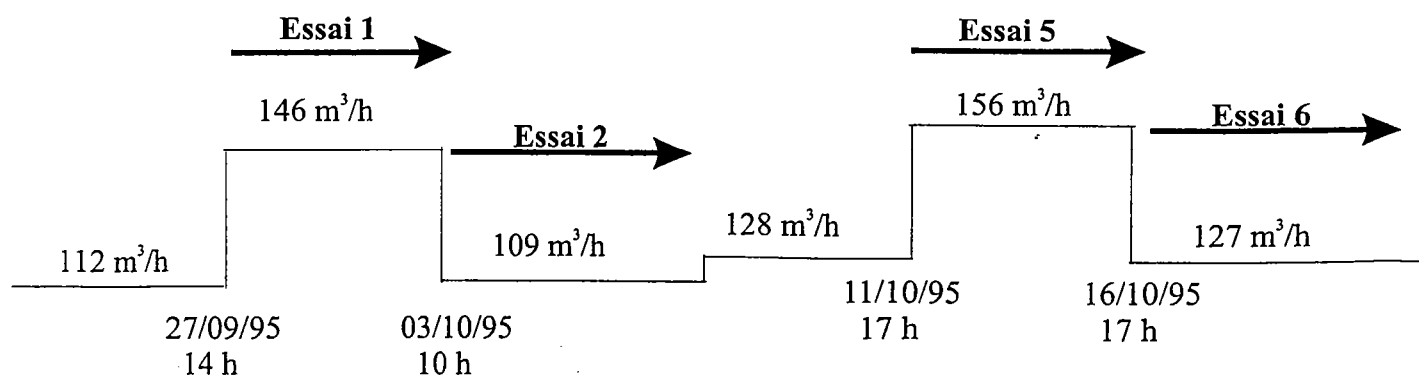


Figure II 9 : Protocole de mesure.

2.4.4.1.2 Acquisition des données :

On rappelle que notre objectif est d'étudier, par ces différents essais le degré d'hétérogénéité avec l'échelle et par conséquent de préciser comment les zones sont connectées. Pour ce faire nous avons choisi de réaliser un suivi des niveaux dans le plus grand nombre de puits possible. Pour cela nous avons utilisé plusieurs moyens de mesures dépendant du degré de connectivité des piézomètres déduits à l'aide des études hydrogéologiques et des chroniques long terme de niveaux piézométriques, présentées paragraphe 2.3.2 :

- les piézomètres qui étaient connus pour bien réagir avec la zone de pompage et qui appartiennent au groupe B (pp 120) ont été équipés de capteurs de pression qui permettent d'enregistrer à un pas de temps donné les niveaux dans les puits. Ces puits sont situés dans un périmètre de 500 mètres autour du forage principal. Au total, 12 puits ont donc été équipés de capteurs de pression

- tous les autres piézomètres, appartenant au groupe A, ont été suivis régulièrement - soit à l'aide de deux limnigraphes (enregistreur à flotteur) - soit en réalisant des mesures quotidiennes à l'aide d'une sonde électrique. Huit puits ont ainsi été suivis.

La carte (Figure II 10) localise les puits échantillonnés et précise le mode de mesure.

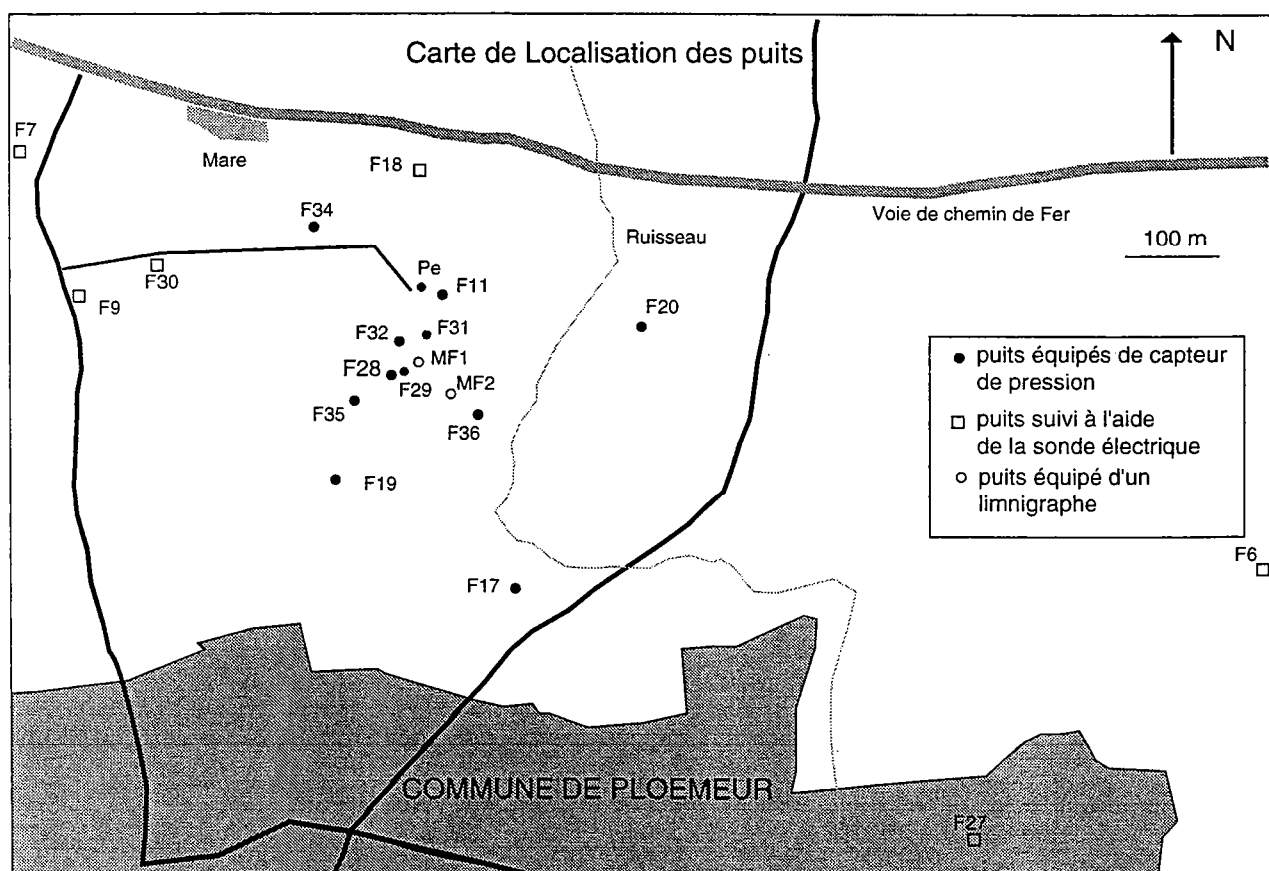


Figure II 10 : Localisation des puits surveillés et indication du mode de mesure.

2.4.4.2 Traitement des données.

Nous allons présenter l'évolution des rabattements dans les puits éloignés, Figure II 11a, ainsi qu'un exemple de courbe de rabattement enregistrée dans un puits équipé d'un capteur de pression, Figure II 11b et correspondant à l'essai 1.

Nous avons reporté en annexe 3.1, l'évolution des niveaux piézométriques de plusieurs puits lors de la semaine précédant le début de l'essai de pompage durant laquelle la nappe n'a pas subi de sollicitations autres que celles occasionnées par les deux puits pompés. On constate sur cette figure que les niveaux piézométriques sont stabilisés.

- Suivi des puits mal connectés :

Sur la Figure II 11a sont illustrées les évolutions des rabattements dans 3 piézomètres, observées tout au long de la période des essais.

On constate dans un premier temps que l'allure des courbes est très différente de celles mesurées dans les puits équipés de capteurs de pression, ce qui renforce bien l'idée d'une mauvaise connectivité puisque les rabattements sont beaucoup plus faibles (de 0 à 60 cm durant toute la période de l'essai). L'observation de ces courbes permet de distinguer 3 groupes de 2 piézomètres ; selon un regroupement géographique :

- les puits F6 et F27 pour lesquels les niveaux augmentent en phase et se stabilisent jusqu'à la fin de la période d'essai. Dans ce cas les niveaux ont monté de 0,15 mètres.
- les puits F30 et F18 pour lesquels l'évolution des niveaux est strictement identique et diminue régulièrement avec le temps.
- les puits F9 et F7 pour lesquels les niveaux diminuent de façon discontinue et par paliers. Nous avons reporté les heures correspondant au démarrage de chaque essai et on constate que ces puits réagissent faiblement aux variations de pompage. Par conséquent, ces puits paraissent réagir plus rapidement que lors des premiers essais réalisés par Géoarmor en 1991, mais toujours avec une faible amplitude.

Pour ces quatre derniers forages, les niveaux ont baissé de 0,6 mètres sur toute la période.

- Suivi des puits bien connectés.

Un exemple de courbe de rabattement correspondant au piézomètre F36, est illustrée Figure II 11b, en représentation linéaire. Sur cette figure, on observe, qu'un signal haute fréquence de faible amplitude est superposé à l'évolution du rabattement en fonction du temps. Ce signal, de périodicité de l'ordre de 12 heures, est observé en phase pour tous les puits mais avec de petites différences dans les amplitudes.

Pour les puits initialement pompés une remontée des niveaux est observée, lors du démarrage de l'essai, pendant les premières heures. Lors de l'essai 1, ce comportement a été enregistré dans les deux puits pompés, Pe et F29 et pour tous les essais, que ce soit lors du pompage ou l'arrêt de pompage.

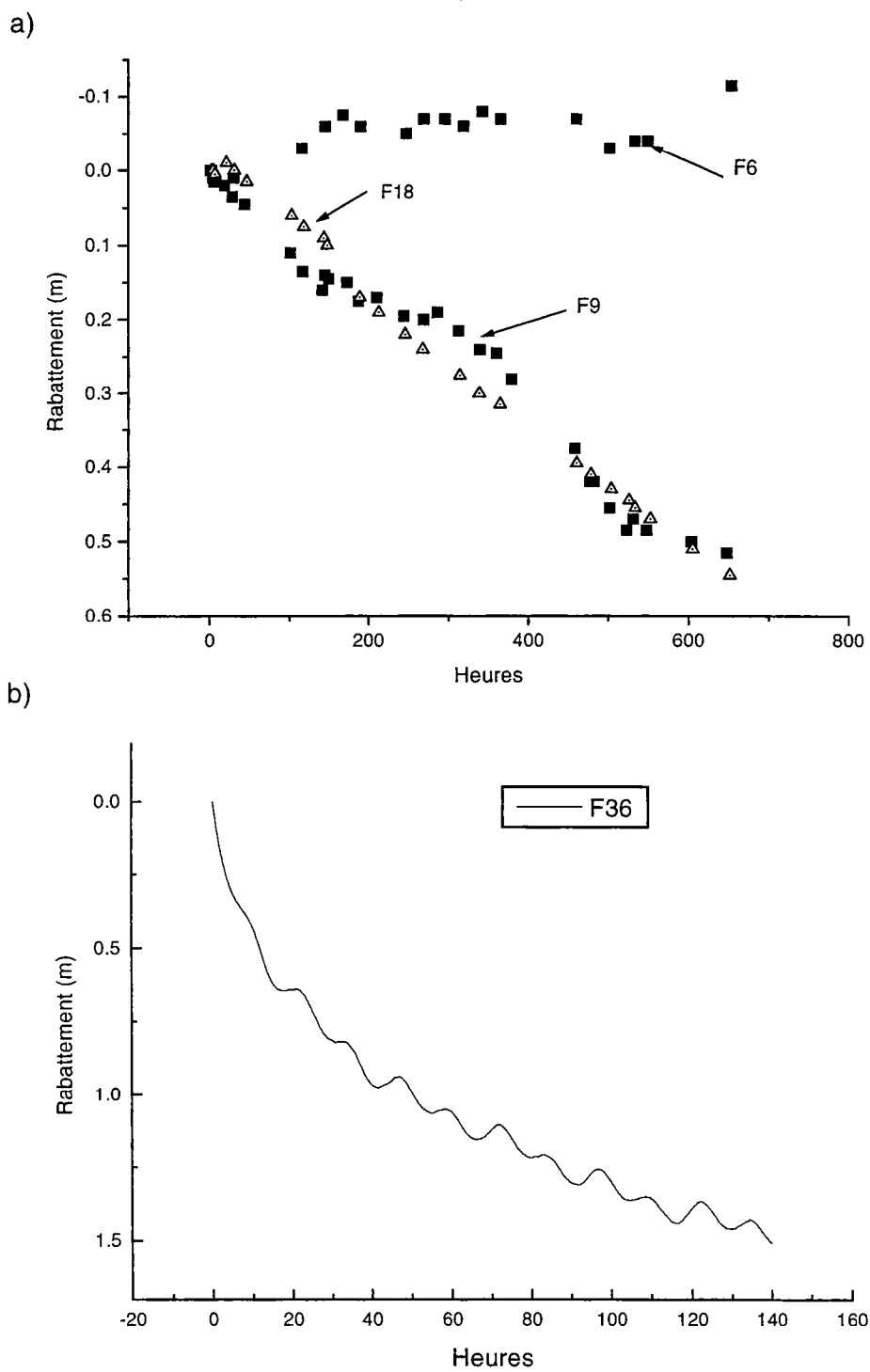


Figure II 11 : Exemples de courbes de rabattement mesurées dans a) Puits mal connectés, b) Puits bien connecté (essai 1).

2.4.4.3 Effets des marées.

Précédemment, nous avons souligné la présence d'ondulations hautes fréquences associées au rabattement mesuré dans tous les puits équipés d'un capteur de pression. Nous avons extrait ce signal par différence avec les résultats des inversions obtenues à partir de la théorie de Barker (pp 146). On remarque, Figure II 12, que tous les signaux extraits sont parfaitement en phase entre eux, avec une période d'environ 12 heures et se différencient principalement par leurs amplitudes.

La présence de faibles variations des niveaux d'eaux dans les puits n'est pas un phénomène nouveau et a déjà été étudié par certains auteurs (Roeloffs et al, 1989 ; Hsieh et al, 1987). L'explication qu'ils donnent de l'origine de ces variations de niveau est liée à l'influence de la lune et du soleil sur la géométrie de la Terre. Ce phénomène est connu sous le nom de marées terrestres et est provoqué par les variations cycliques de l'attraction de la lune et du soleil qui se manifestent à des fréquences bien définies.

Les marées terrestres correspondent à des effets de compression et de dilatation de la terre qui induisent de faibles variations de la porosité. Cette variation de la porosité va avoir comme conséquence une variation du niveau d'eau dans les puits, fonction des propriétés hydrauliques et poro-élastiques du milieu. Une augmentation des niveaux traduit une diminution de la porosité du fait de la compression de la terre à cet endroit. A petite échelle, pour un milieu homogène, on doit observer des remontées de niveau en phase et de même amplitude.

Dans notre cas, du fait de la proximité de l'océan atlantique, nous avons contrôlé l'influence des marées océaniques sur le niveau piézométrique. Nous avons reporté sur la Figure II 12, à la fois, l'évolution des ondulations enregistrées dans trois puits et les heures de marées hautes, correspondant à la période des essais. D'après cette figure, on constate une relation corrélée, pour tous les puits, entre les heures de marées hautes et les maxima d'amplitude des ondulations.

L'observation du signal 'marée' extrait des courbes de rabattement montre que ces signaux se différencient suivant leur amplitude et que les amplitudes maximum sont corrélées avec les heures de marées hautes. En supposant que l'origine de cette différence en amplitude ne soit pas introduite par le fit, la seule explication possible provient de l'influence de l'hétérogénéité du milieu. Ainsi parmi tous les forages, nous distinguons deux groupes :

- pour F19, F34 et F35, les amplitudes maximum sont de l'ordre de 3 cm.
- pour F20 et F36, les amplitudes maximum sont de l'ordre de 6 cm.

Les forages F20 et F36 présentent des variations en amplitudes les plus importantes. Le fait que les amplitudes soient plus grandes indique une influence plus forte des marées terrestres ce qui implique des variations de la diffusivité ou de la porosité plus importantes. Cela indiquerait par conséquent, que ces forages aient traversé un réseau de fractures comportant une densité de fracture importante et très bien connectée.

Une relation corrélée a aussi été mise en évidence entre les maxima d'amplitudes mesurés et les heures de marées hautes. Les marées hautes correspondent à une période de compression de la terre qui impliquent par, conséquent, une diminution de la porosité d'où une remontée des niveaux dans les puits.

Des études ont montré qu'il était possible à partir du signal marée, d'estimer les propriétés hydrauliques et élastiques du milieu (Hsieh et al, 1987). La détermination des

propriétés hydrauliques à partir du signal marée nécessite d'en extraire les principales fréquences ainsi que leurs amplitudes et leurs déphasages respectifs. Connaissant ces paramètres et à partir d'un modèle de marée théorique, il est possibles après inversion des données de déterminer les propriétés hydrauliques et poro-élastiques du milieu. Toutefois cela nécessite un enregistrement, selon Hsieh et al, d'une durée minimale de trois mois ; ce qui est incompatible avec notre protocole.

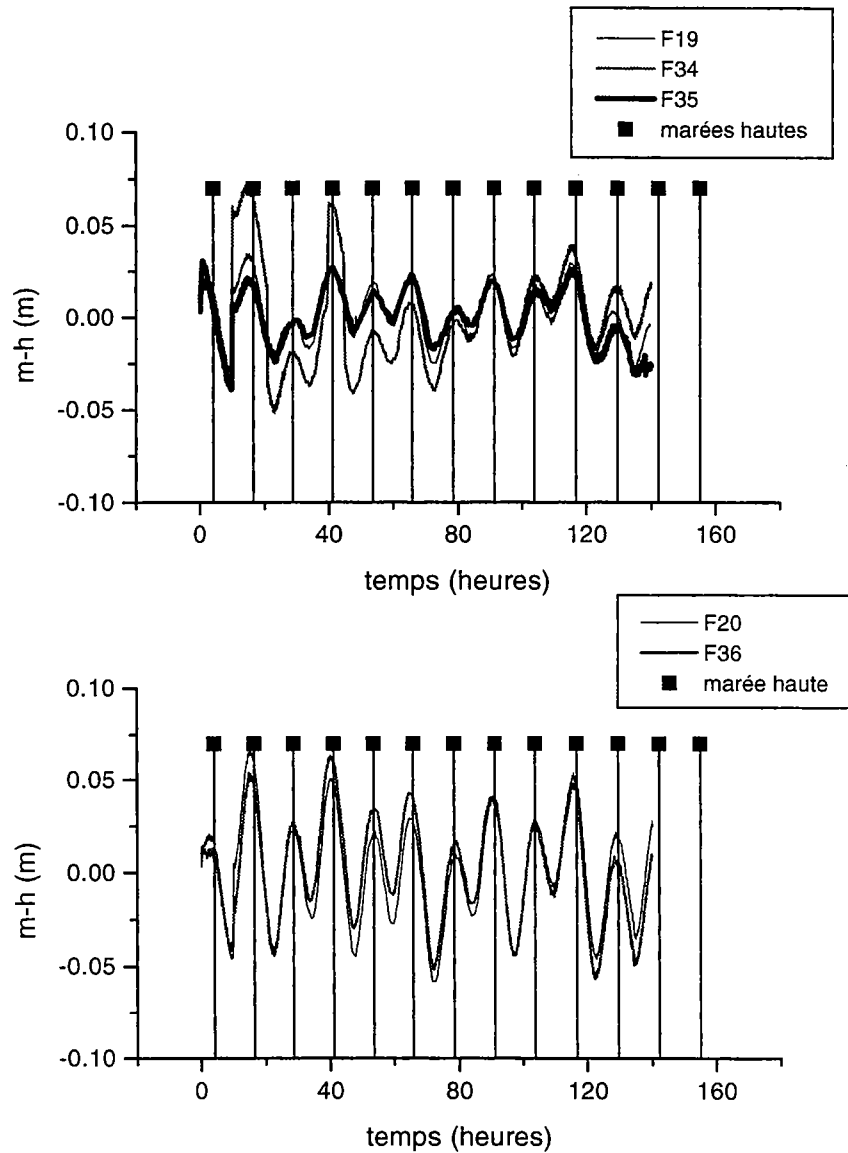


Figure II 12 : Signal 'marée' extrait des mesures de rabattement, enregistré dans les forages équipés d'un capteur de pression.

2.4.5 Résultats et interprétations.

2.4.5.1 Anisotropie du milieu :

Le coefficient d'emmagasinement étant fonction de t_0 nous avons reporté ce paramètre sous forme d'iso-courbes. D'après la théorie de Theis/Jacob, l'évolution de t_0 (défini pp 128) devrait être la même dans toutes les directions de l'espace. Or on observe, Figure II 13, une dissymétrie des isocourbes avec des temps de réaction plus rapides qui correspondent à des forages localisés à l'est de la zone de pompage.

On retrouve cette évolution particulière pour les autres essais.

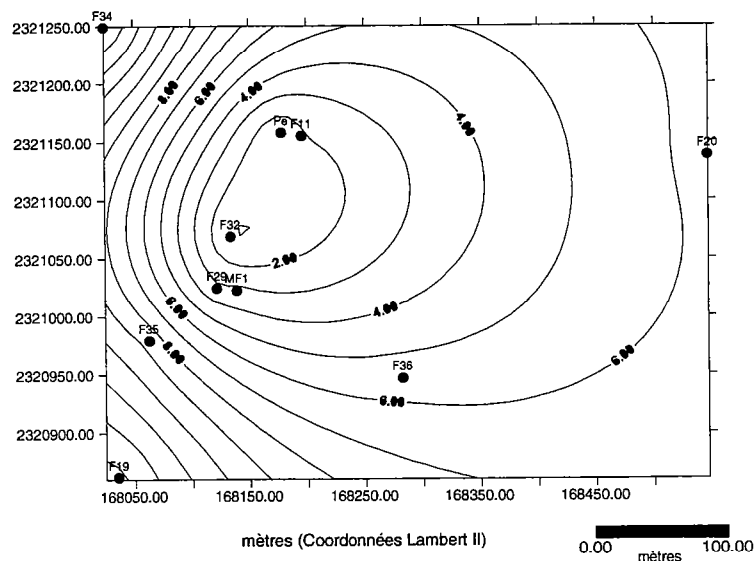


Figure II 13 : Représentation sous forme d'isocourbes de l'évolution des temps de réaction (t_0) mesurés (en heure) lors de l'essai 1.

Pour chaque essai nous avons contrôlé l'évolution des rabattements en fin d'essai et présentons ces résultats sous la forme d'iso-rabattements (Figure II 14). D'après la théorie de Theis/Jacob, on devrait observer une évolution sous la forme d'un cône de rabattement symétrique, centré sur le forage pompé.

Sur la Figure II 14, les rabattements les plus importants sont bien mesurés dans les puits situés à proximité du forage pompé, mais on constate aussi une dissymétrie du cône de rabattement. En effet des rabattements plus importants sont mesurés dans F20 et F36, situés à l'est de la zone de pompage. Ce comportement est également observé pour les autres essais.

D'autre part, si on considère un milieu homogène, une fois l'arrêt du pompage effectué, les niveaux devraient retrouver leur état initial après un temps qui correspond à la durée du temps de pompage. La comparaison entre les essais en pompage et après pompage permet de contrôler la validité de la théorie de Theis/Jacob.

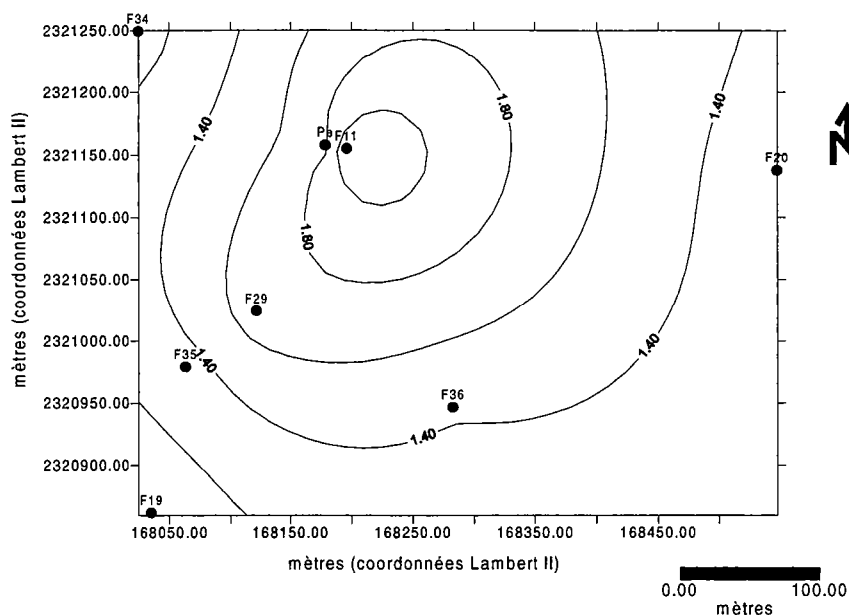


Figure II 14 : Représentation de l'évolution spatiale des rabattements, mesurés après 118 h de pompage (essai 1).

D'après la théorie de Theis, l'évolution du temps de réaction t_0 en fonction de la distance au forage pompé, devrait suivre une loi de type Ar^2 . On constate, sur la Figure II 15c, que globalement t_0 augmente en fonction de la distance, mais son évolution ne correspond pas à celle prévue par Jacob, principalement pour les points les plus éloignés comme F20 et F36 qui réagissent plus rapidement.

Concernant ces deux puits particuliers les remarques suivantes peuvent être faites :

- Les points F34 et F36 sont situés à égale distance de F31 mais opposés l'un à l'autre par rapport à ce dernier. Nous avons constaté précédemment, qu'étant à la même distance du forage pompé, les temps de réaction et les rabattements ne sont pas égaux : F36 réagit plus rapidement et le rabattement en fin d'essai est supérieur à celui mesuré dans F34.

- Le forage F20, le plus éloigné de F31, réagit très rapidement au pompage avec une valeur légèrement supérieure à celle dans F36. D'autre part, concernant les rabattements en fin de pompage, nous avons observé que les rabattements dans F36 et F20 sont égaux et plus importants que les autres puits plus proches. Cela indique une différence dans la connectivité et met en évidence l'influence d'une zonation.

Ces deux forages présentent des mesures de temps de réaction et de rabattement pratiquement égaux bien que situés à des distances différentes et n'ayant pas le même degré de fracturation. Le point commun entre ces deux forages est leur localisation puisqu'ils sont tous les deux situés à l'est des forages pompés. Ce comportement indique la présence de chemins de circulation très rapides dans le milieu avec une zone très conductrice, localisée vers l'est. Concernant les amplitudes des ondulations, pp 138, nous avons déjà noté le caractère particulier de ces deux forages.

Bien qu'ayant des comportements hydrauliques similaires, ces deux puits se différencient de part la géologie et les débits instantanés. En effet F20 a été foré principalement dans du granite peu fracturé et est caractérisé par un débit de $15 \text{ m}^3/\text{h}$ alors que F36 a traversé un filon de pegmatites fracturées et un débit de $100 \text{ m}^3/\text{h}$ a été mesuré. Par conséquent les fractures recoupées par ces deux forages font parties du réseau de fractures les mieux connectées, caractérisé par des transferts très rapides. Il faut noter que F19 qui recoupe

un filon de pegmatites très fracturées ne paraît pas faire partie du réseau de fractures le mieux connecté.

2.4.5.2 Transmissivité et coefficient d'emmagasinement :

2.4.5.2.1 Interprétation par la méthode de Theis/Jacob :

Dans le paragraphe 'présentation des mesures' nous avons constaté la présence dans les données enregistrées d'un signal haute fréquence et de faible amplitude. A partir de plusieurs techniques de filtrage (filtrage par une polynomiale, filtrage par transformée de Fourier), nous avons essayé de nous en affranchir afin d'obtenir uniquement le signal du au pompage. Cependant du fait de la forme de la courbe, les méthodes utilisées ne nous ont pas permis d'aboutir à un résultat satisfaisant, principalement dans la première partie de l'évolution des niveaux, présentant une courbure importante. C'est pourquoi, nous avons utilisé les données brutes. Dans le Tableau II 6 sont reportés les résultats obtenus pour l'essai 1 pour tous les forages équipés de capteurs de pression.

A partir des expressions présentées, paragraphe 2.4.2.2, et des courbes de rabattement, nous avons calculé les valeurs de transmissivité et de coefficient d'emmagasinement.

Forages	Distance à F31 (m)	T1 (m ² /s)	erreur	S1	erreur
F11	60,8	0,0014	4,23 E-6	0,00635	1,16 E-4
F19	273,7	0,00157	4,65 E-6	0,00226	5,73 E-5
F20	386,4	0,0017	8,67 E-6	0,000584	2,12 E-5
F32	45	0,00144	3,25 E-6	0,00509	6,08 E-5
F34	199	0,00145	5,6 E-6	0,00421	1,31 E-4
F35	159,9	0,00151	3,41 E-6	0,00416	6,95 E-5
F36	199,5	0,00165	8,17 E-6	0,00186	4 E-5
MF1	85	0,00138	3,1 E-5	0,00512	-
pe	55,5	0,00167	8.03 E-6	0,00468	1,31 E-4
F29	89,5	0,00101	4,57 E-6	0,00548	2,4 E-3

Tableau II 6 : Transmissivité et coefficient d'emmagasinement calculés par la méthode de Jacob, pour l'essai 1.

Une première constatation importante qui peut être apportée au vue de ce résultat est la cohérence dans l'évolution des différents paramètres avec la distance au puits de pompage. Malgré l'hétérogénéité du milieu, il semble bien que les propriétés de transports traduisent une organisation cohérente avec l'échelle de mesure considérée :

1) pour la transmissivité, on constate une invariance qui ne dépend pas de la distance au forage pompé, avec une transmissivité de l'ordre de $1,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, mesurée pour l'essai 1.

2) pour l'évolution du coefficient d'emmagasinement, dans un graphique Log-Log, on peut distinguer deux parties :

- jusqu'à une distance de 100 m du forage pompé, on observe une invariance des coefficients d'emmagasinement.

- pour des distances comprises entre 100 et 500 m, on constate une décroissance des valeurs de coefficient d'emmagasinement sur un ordre de grandeur, qui suit une loi de type puissance :

$$S = A * d^{-p}$$

Pour l'essai 1, la pente mesurée correspondant à l'exposant p est égale à 2,1.

En comparant avec l'essai 5 (annexe3.2), on constate une bonne cohérence des résultats concernant l'évolution de la transmissivité. Concernant l'évolution du coefficient d'emmagasinement on observe uniquement une décroissance des coefficients d'emmagasinement suivant une loi de puissance avec un coefficient $p=1,5$. Pour cet essai, les deux seuls forages qui ne s'inscrivent pas dans ce schéma sont les deux puits les plus proches situés dans un rayon de 15 m autour de F29.

Cette diminution des coefficients d'emmagasinement en fonction de la distance avait déjà été observée par des chercheurs de Poitiers (communication orale) dans des calcaires fracturés.

Les mesures de transmissivité ne montrent pas de variation avec l'échelle ce qui indique une évolution des rabattements pour des temps longs qui est la même pour tous les puits quelque soit la distance et la localisation par rapport au forage pompé. Considérant uniquement la transmissivité, l'évolution obtenue est celle à laquelle on doit s'attendre pour un modèle 2D homogène. Par conséquent, dans un milieu fracturé du type de Kermadoye, la caractérisation de l'hétérogénéité ne peut être étudiée à partir de la transmissivité.

Le résultat précédent a été confirmé par des modélisations sur des réseaux synthétiques qui ont montré que le champ de transmissivité reste constant malgré l'hétérogénéité (Meier et al, 1998).

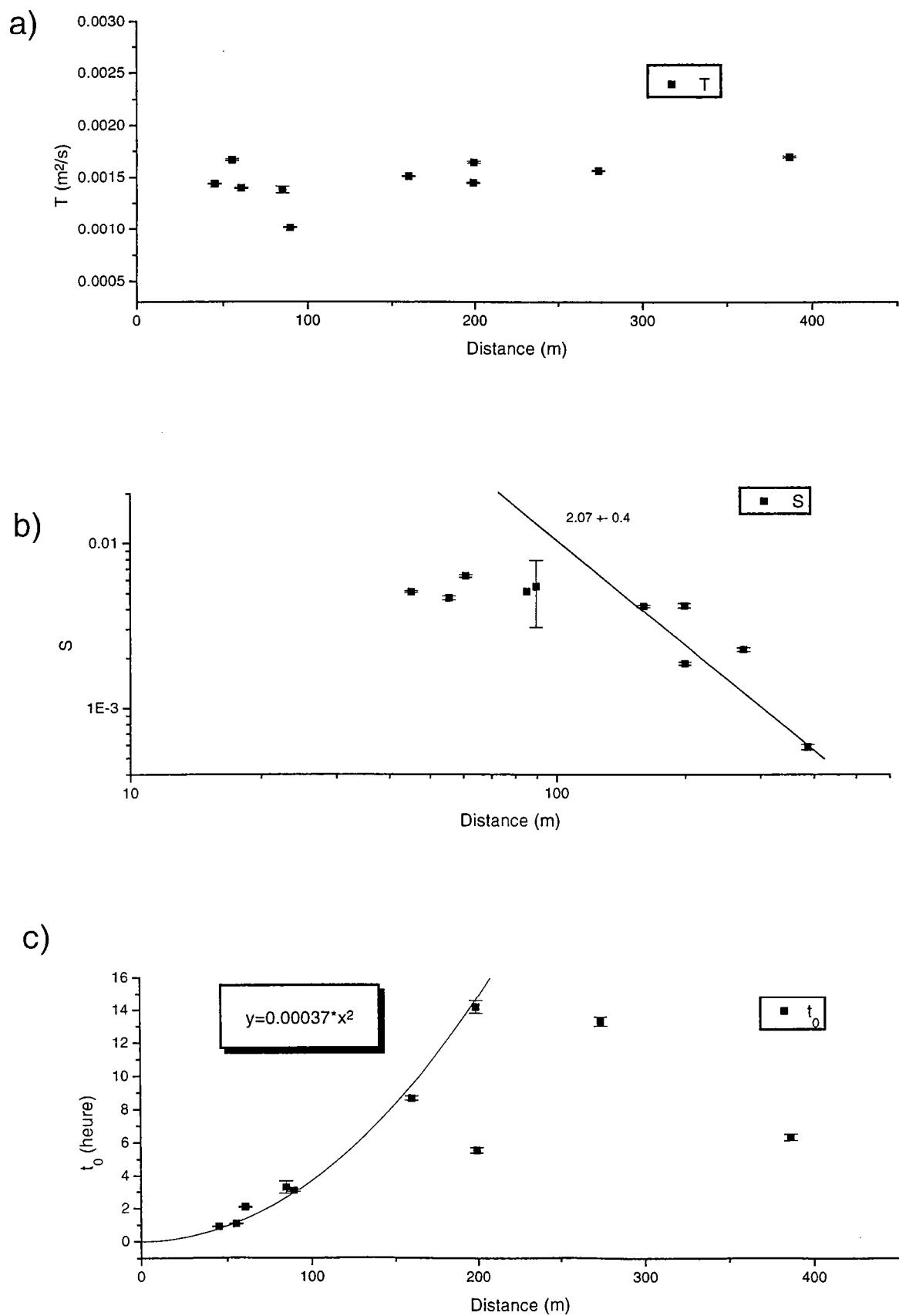


Figure II 15 : Evolution en fonction de la distance à F31 de a) la transmissivité, b) le coefficient d'emmagasinement et c) t_0 (Essai 1).

Concernant l'évolution des rabattements, nous avons observé une certaine organisation dans les données, avec la mise en évidence de deux parties. Sur les cent premiers mètres, la stabilisation du coefficient d'emmagasinement indique que le système réagit comme un modèle plan, homogène.

Au-delà on observe une décroissance des coefficients d'emmagasinement qui suit une loi de puissance avec une pente égale à 2,1 pour l'essai 1. Ce comportement indique qu'au-delà de 100 m, le milieu ne réagit plus comme un modèle 2D, et est fonction de l'hétérogénéité du milieu. Par conséquent, cela implique la prise en compte d'une dimension d'écoulement non entière correspondant à un modèle de type fractal. On rappelle que pour ce type de modèle la surface utile à l'écoulement évolue de la façon suivante :

$$A = Bd^{n-1}$$

Cela indique que pour un modèle fractal, la porosité diminue avec la distance au forage pompé.

Une autre façon d'expliquer la décroissance du rabattement peut être envisagée, en considérant l'expression de S, calculée pour une nappe captive (De Marsily, 1986) :

$$S = \rho g e (\gamma_s + \gamma_e \Phi)$$

où ρ est la masse volumique du fluide, g, l'accélération de la pesanteur, e, l'épaisseur de l'aquifère, γ_s , et γ_e , les modules de compressibilité du réservoir et du fluide, et Φ , la porosité.

A partir de cette expression on constate qu'une décroissance du coefficient d'emmagasinement peut être éventuellement reliée à une diminution de la porosité en fonction de l'échelle. Cela voudrait dire que l'espace relatif offert à l'écoulement serait susceptible de diminuer avec la distance au puits pompé. En d'autres termes, plus on s'éloigne du puits, plus le volume de fracture relatif au volume de roche investigué diminue. On peut noter, par la même occasion, la dépendance allant dans le même sens pour γ_s , la compressibilité du solide. Cette ébauche d'explication ouvre des voies importantes quant à la modélisation des écoulements dans les milieux fracturés.

La difficulté pour modéliser les milieux fracturés, comme le site de Ploemeur, réside dans le fait que l'on connaît très peu de chose, à la fois, sur la géométrie du réseau de fractures (densité, longueur, ouverture) et sur la distribution des perméabilités dans les réseaux de failles. Or une approche possible pour améliorer les techniques de modélisation serait de mieux contraindre la géométrie de l'écoulement qui dépend, à la fois, de la géométrie du réseau et du champ de perméabilités. Si la géométrie de l'écoulement s'effectue vers un volume tridimensionnel au plan de fracture cela n'aura pas les mêmes incidences sur les capacités d'exploitation et de la recharge de l'aquifère. Certains auteurs, (Barker, 1988 ; Ham et Billaux, 1994 ; Acuna et Yortsos, 1995), ont proposé différentes relations entre les courbes de rabattement et la dimension de l'écoulement.

2.4.5.2.2 Interprétation par la méthode de Barker.

L'interprétation des données à partir de la méthode de Theis/Jacob a permis de déterminer l'influence de l'hétérogénéité sur les propriétés hydrauliques :

- l'évolution de la transmissivité est constante.
- le coefficient d'emmagasinement diminue suivant une loi d'échelle indiquant le caractère fractal de la dimension d'écoulement.

Ces résultats montrent que le modèle 2D, qui considère une dimension d'écoulement bidimensionnelle, n'est pas adapté pour l'interprétation des données d'essais de pompage enregistrées sur le site de Ploemeur.

Pour interpréter les données, nous avons choisi une deuxième méthode, basée sur le modèle de Barker, présenté paragraphe 2.4.3.4 et qui considère une dimension d'écoulement non entière.

L'algorithme d'inversion utilisé, basé sur la théorie de Barker, a été développé par J. R. Aupepin, étudiant en thèse à Géosciences. Le protocole d'utilisation du programme d'inversion est présenté ci-dessous :

- calcul du meilleur fit à partir des courbes de rabattement.
- détermination des valeurs de n , K_b et S_b .

La solution de Barker, présenté pp 133, peut se mettre sous la forme simplifiée suivante:

$$h = h_0 \Gamma(nt_c)$$

L'étude de cette expression, réalisée par J. R. Aupepin, apporte une signification physique des trois paramètres en fonction de la forme de la courbe de rabattement. Nous présentons les conclusions de cette étude :

- n : fonction de la courbure de la courbe de rabattement.
- K_b : fonction de l'amplitude de la courbe de rabattement, correspond à une translation selon l'axe des y en diagramme bilogarithmique.
- S_b : a la dimension d'un temps, t_c et correspond à une translation selon l'axe des x en diagramme bilogarithmique.

1) exemple de fit.

Nous présentons, Figure II 16, les fits obtenus à partir du modèle de Barker et de Theis pour la courbe de rabattement, enregistrée dans le puits F11 lors de l'essai 1. On observe que les deux modèles prédisent la même évolution sur le long terme à partir de 10 heures de pompage et divergent pour les temps courts. C'est le modèle de Barker qui permet la meilleure reproduction des données pour les temps courts. Ce comportement indique que la signature de l'hétérogénéité se marque principalement lors des premières heures de pompage. Ainsi du fait de la diminution de l'espace d'écoulement en fonction de la distance au forage pompé, le rabattement augmente plus rapidement que celui prévu par un modèle 2D.

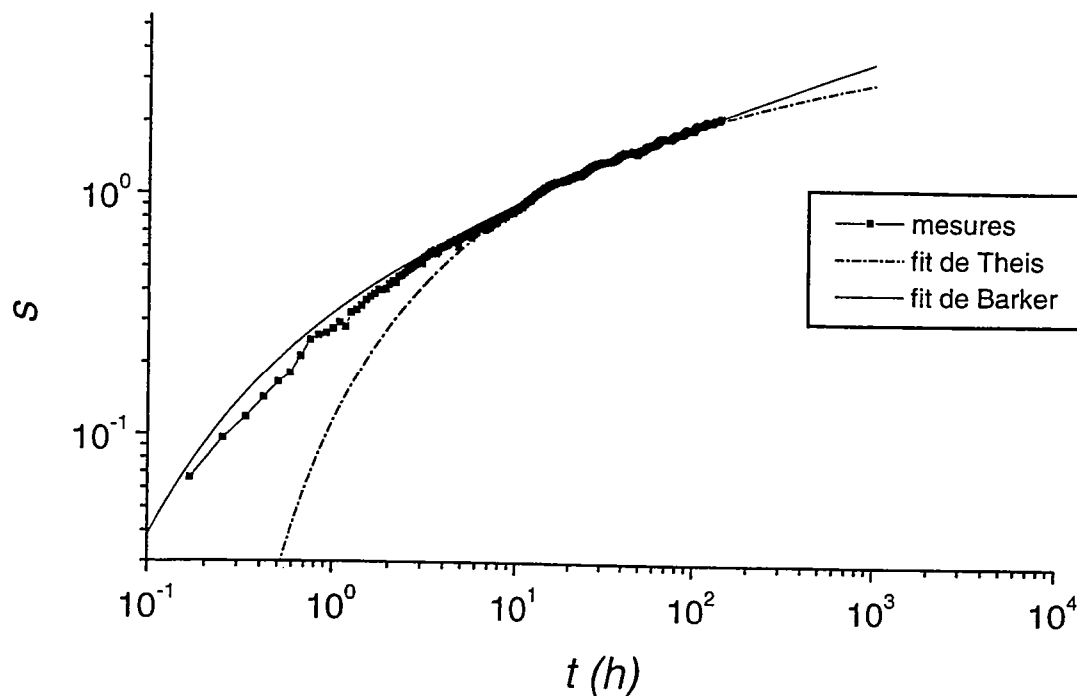


Figure II 16 : Fits obtenus en appliquant la théorie de Theis et de Barker.

2) Détermination de n , K_b , S_b et K/S

Pour chaque essai les valeurs de n , K_b , S_b et K/S ont été calculées. Nous présentons, Figure II 17, une compilation des valeurs de chaque paramètre obtenu à partir du modèle de Barker, en fonction de la distance au forage pompé. Les paramètres K_b et S_b dépendant de la dimension d'écoulement n , ces valeurs ne sont pas comparables entre elles. Par contre le paramètre n est indépendant et décrit la dimension d'écoulement entre le puits et le piézomètre, c'est à dire entre deux points du milieu. Ainsi l'évolution de ce paramètre en fonction de l'échelle pour les différents essais peut nous renseigner sur l'influence de l'hétérogénéité.

- les valeurs de dimensions d'écoulements locales sont toutes non entières et comprises entre 1,2 et 1,8.

- les valeurs de n obtenues pour les essais en remontée sont toujours supérieures à celles obtenues pour les essais en descente.

- la variabilité des valeurs est plus importante pour les essais 5 et 6, réalisés dans F29 que pour les essais 1 et 2, réalisés dans F31.

Interprétation :

Les valeurs de n calculées confirment le caractère fractal de la dimension du milieu d'écoulement.

Le fait que les valeurs de n soient globalement supérieures pour les essais en remontée indique que les niveaux dans les forages remontent plus doucement que lors de la descente. Cela signifie qu'après un temps égal au temps de pompage, les rabattements dans les puits seront inférieurs en remontée à ceux enregistrés lors de la descente. Ce résultat est vérifié par les rabattements mesurés à la fin de chaque essai et sont reportés en annexe 3.3.

Une différence entre l'évolution des valeurs de n entre les deux séries d'essais a été observée. Pour les essais 1 et 2, les valeurs de n sont relativement constantes ne mettant en évidence aucune direction d'anisotropie, ni de relation avec le degré de fracturation. Pour les essais 5 et 6, des variations importantes de la dimension d'écoulement sont observées. En effet pour l'essai 5 deux groupes de puits peuvent être définis :

- Pe, F36 et F19 : ces forages sont caractérisés par une dimension d'écoulement de l'ordre de 1,3. Du point de vue géologique, ces puits ont traversé la zone de pegmatites fracturée et le débit au soufflage mesuré est supérieur à $60 \text{ m}^3/\text{h}$.

- F34, F17 et F20 : la dimension d'écoulement est de l'ordre de 1,6. Le débit au soufflage mesuré pour ces trois puits est inférieur à $25 \text{ m}^3/\text{h}$.

Malgré un débit instantané supérieur à $60 \text{ m}^3/\text{h}$, ce qui distingue les puits pompés F29 et F31 est le degré de fracturation. En effet dans F31 une arrivée d'eau très importante est localisée au niveau d'un filon de pegmatites fracturées alors que pour F29, les arrivées d'eaux augmentent régulièrement en fonction de la profondeur. Ainsi l'évolution de n semble dépendante du degré de fracturation du puits pompé et met en évidence des chemins privilégiés, fonction de la géométrie du réseau de fracture. Au vue de ces résultats, il apparaît une différence de connection entre F29 et F31 et les forages très productifs ce qui semble indiquer que les chemins de connection sont différents.

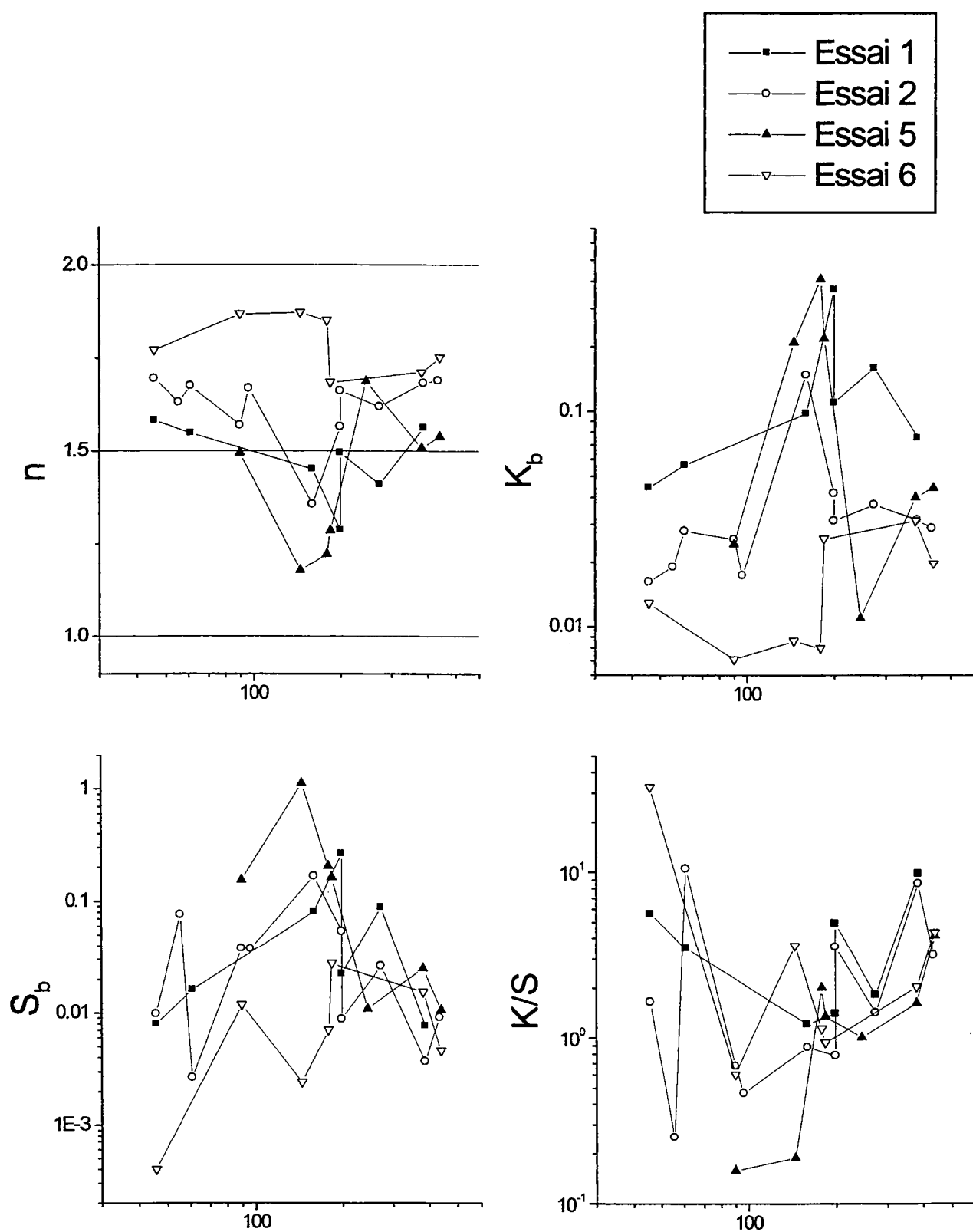


Figure II 17 : Compilation des valeurs de n , K_b , S_b et K/S obtenues à partir du modèle de Barker, pour les 4 essais réalisés.

3) détermination de K_b , S_b et K/S à partir de n_{moy} .

Afin de pouvoir obtenir des valeurs de propriétés hydrauliques qui peuvent être comparées entre elles, les paramètres K_b , S_b et K/S ont été recalculés en considérant la valeur moyenne de n obtenue pour les différents essais. Nous présentons, Figure II 18, l'évolution de K_b , S_b et K/S calculés pour $n=1,4$ et correspondant à l'essai 5 en descente réalisé dans F29. Les résultats, calculés à partir de la dimension d'écoulement locale ainsi que les valeurs de T et S obtenues par la théorie de Jacob, sont reportés sur la même figure.

On observe que pour n_{moy} la dispersion des valeurs de K_b et S_b diminue et varie sur un seul ordre de grandeur.

4) Discussion : Comparaison entre les modèles de Barker-Jacob.

Pour les milieux fracturés, la détermination des propriétés hydrauliques pose le problème du choix du modèle à prendre en compte lors de l'interprétation des données. Nous avons interprété nos données d'essais de pompage à l'aide des modèles de Jacob et de Barker. La question se pose maintenant pour savoir quel est le meilleur modèle pour interpréter nos données d'essais de pompage. Le modèle qui représente le mieux le milieu est celui qui permet d'obtenir des valeurs de K et S constantes en fonction de l'échelle.

Pour le cas de l'aquifère de Ploemeur, nous avons vu précédemment que la meilleure reproduction des données est obtenue à partir du modèle de Barker, principalement pour des temps courts. L'interprétation de Barker permet de déterminer trois paramètres dont la dimension du milieu d'écoulement du milieu. La connaissance de ce paramètre est importante pour la modélisation des circulations de fluide et le transport de matière dans le milieu.

Concernant les propriétés hydrauliques, si on compare les résultats obtenus par le modèle de Barker et de Jacob, il apparaît que les évolutions de K_b et S_b pour un n_{moy} aient la même évolution que T et S calculés par Jacob. Cela est vrai pour l'essai 5, mais on ne l'observe pas toujours aussi nettement pour les autres essais. De plus, les valeurs de K_b et S_b sont toujours supérieures de plus d'un ordre de grandeur aux valeurs de T et S . Cependant les propriétés hydrauliques, obtenues à partir de la méthode de Theis/Jacob et Barker ne sont pas comparables puisque calculées à partir d'hypothèses de départ différentes : dans un cas on considère un modèle 2D et dans l'autre un modèle fractal :

$$n=2 \Rightarrow T=Kb$$

$$n \text{ réelle} \Rightarrow K_b=Kb^{3-n}$$

Essai 5 F29

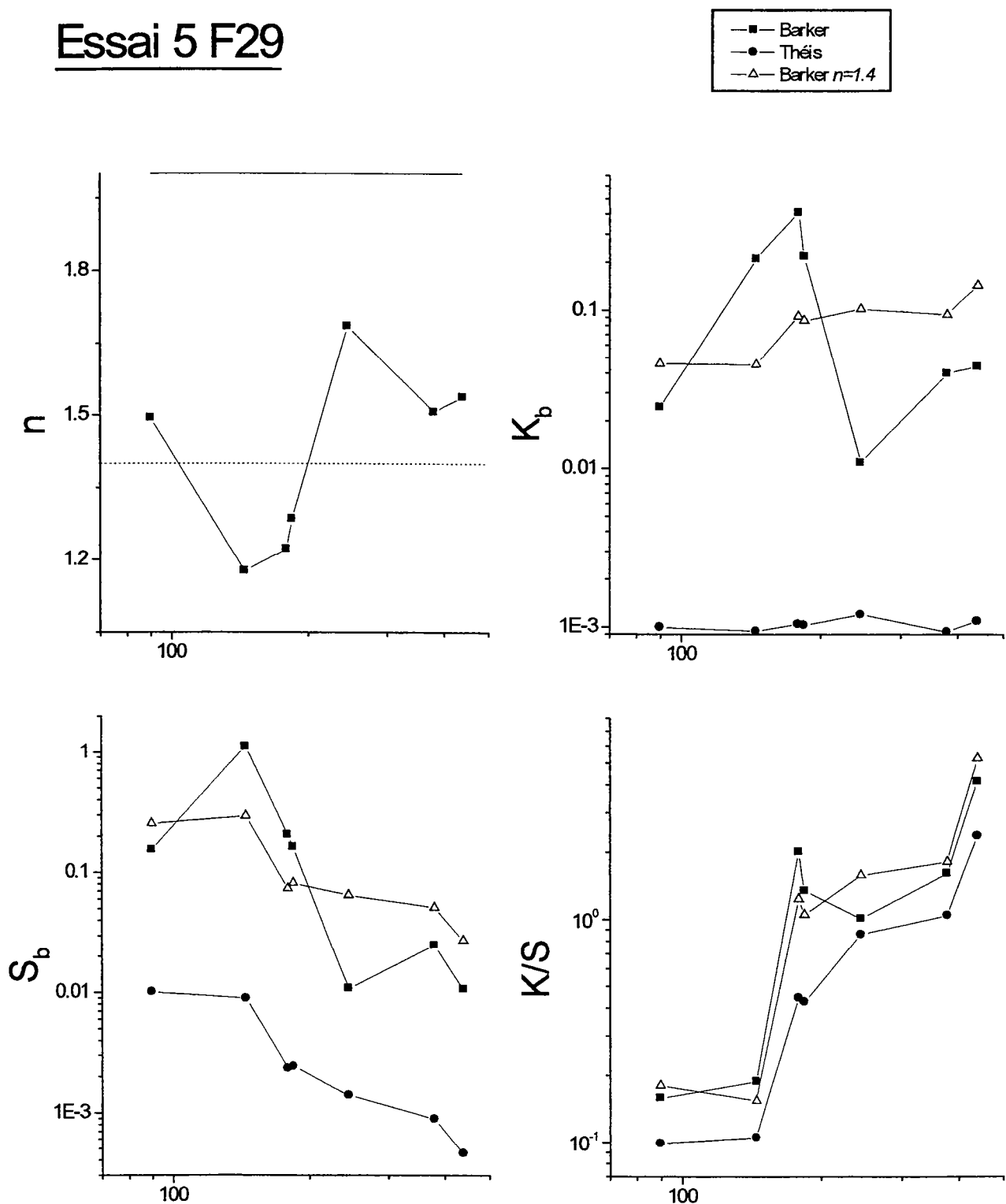


Figure II 18 : Valeurs de K_b , S_b et K/S calculé pour $n_{moy}=1,4$, pour l'essai 5.

2.5 Conclusions

1) A partir de la réalisation du modèle hydrique nous avons conclu que la surface nécessaire à la réalimentation de l'aquifère est, en considérant les volumes d'eau pompés, supérieure à celle du strict bassin versant.

2) l'étude des évolutions piézométriques longs termes a mis en évidence le rôle prépondérant du processus de drainance dans la recharge de l'aquifère. Ce processus a été identifié suite à la stabilisation des niveaux, observée durant la première année d'exploitation à débit constant dans le forage principal, Pe. La drainance participe à la recharge du fait de la géométrie du réseau de fracture qui permet des surfaces de contact importantes. D'autre part son influence indique le caractère semi-perméable de cet aquifère (De Marsily, 1986).

3) Les propriétés hydrauliques :

- la réalisation de tests hydrauliques nous a permis de définir l'influence du réseau de fractures sur l'évolution spatiale des propriétés hydrauliques : invariance de la transmissivité en fonction de la distance au forage pompé alors que le coefficient d'emmagasinement décroît suivant une loi d'échelle dont la pente est fonction de la géométrie du milieu. Ainsi cette évolution particulière met en évidence le caractère fractal de la dimension d'écoulement qui a déjà été souligné par certains auteurs comme Acuna et Yortsos, 1995. Ce résultat a été confirmé par la théorie de Barker qui nous a permis de définir une valeur de dimension d'écoulement moyenne égale à 1,5.

L'interprétation des données à partir de la théorie de Theis et de Barker nous a montré que, du fait de vitesses de circulation rapides dans le milieu, l'influence de la géométrie du réseau de fracture se marque, principalement durant les premières heures de l'essai. Par conséquent ce comportement particulier doit être pris en compte lors de la définition d'un protocole d'essai de pompage dans ce type de milieu.

- en appliquant la théorie de Barker, nous avons obtenu des valeurs moyennes de propriétés hydrauliques, corrigées de l'influence de la géométrie du réseau de fractures pour l'essai 5 : $K_b = 0,08 \text{ m}^{4-n}/\text{s} \pm 0,01$ et $S_b = 0,12 \pm 0,04$.

4) Les marées terrestres. Durant les essais, nous avons mis en évidence l'influence des marées terrestres sur l'évolution des niveaux d'eaux dans les puits. Ces marées se manifestent par des variations périodiques des niveaux piézométriques, de faibles amplitudes. Les amplitudes des variations de niveaux sont aussi fonctions des propriétés hydrauliques du milieu comme nous l'avons observé pour deux forages.

3. CARACTERISATION GEOCHIMIQUE.

3.1 Introduction.

Le site de Kermadoye est en exploitation depuis 1991 pour les besoins en eau potable de la commune de Ploemeur. L'eau pompée est régulièrement analysée par le Centre de Génie Industriel de Guidel (56) afin de contrôler sa qualité qui doit répondre à des normes bien précises de potabilité, définies par le Code de la Santé Publique (décret du 03/01/1989).

Le but de ce chapitre est l'étude de la qualité des eaux souterraines du site de Kermadoye. La description des processus pouvant influencer sur la qualité des eaux souterraines est particulièrement importante quant à la protection et la pérennité des ressources en eau de l'aquifère de Kermadoye. L'évolution de la qualité de l'eau dans le réseau de fracture dépend des caractéristiques chimiques de l'eau dans la zone de recharge mais aussi des processus physiques, chimiques et biologiques qui peuvent exister dans le milieu. Par conséquent, la description des paramètres physico-chimiques des eaux dans le site de Kermadoye permet de :

- déterminer la présence de différents réservoirs.
- identifier les processus responsables de la qualité de l'eau.
- évaluer les capacités de recharges de l'aquifère à partir de la détermination des temps de résidence moyens de l'eau dans le système.

Cette caractérisation géochimique va se dérouler en trois étapes : une caractérisation spatiale, une caractérisation temporelle et la détermination des temps de transfert.

La première étape de cette caractérisation a pour but de distinguer dans notre système la présence d'un ou plusieurs réservoirs et d'identifier les principaux processus responsables de la variation de la qualité de l'eau. A partir des différentes conclusions, des modèles de circulation seront proposés pour un certain nombre de forages.

En hydrogéologie "classique", la technique utilisée pour évaluer la recharge d'un aquifère, consiste à étudier l'évolution dans le temps à la fois, des niveaux piézométriques, de la pluviométrie et des débits. L'estimation des vitesses d'infiltration par cette méthode est particulièrement bien adaptée dans le cas des milieux homogènes et des nappes libres. Les milieux fracturés étant par essence hétérogènes, cette méthode apparaît difficilement applicable. La qualité de l'eau étant fonction de son histoire dans le milieu, des mesures géochimiques adaptées et plus particulièrement des mesures isotopiques vont nous permettre d'évaluer les temps de résidence moyens de l'eau dans le milieu. Cette méthode revient en fait à déterminer l'âge de l'eau souterraine.

Depuis le début de l'exploitation de l'aquifère, des analyses régulières de l'eau brute pompée ont été réalisées. Ces chroniques de la qualité de l'eau pompée permettent d'étudier l'évolution dans le temps de la qualité de l'eau et de déterminer l'impact du pompage sur la potabilité de cette eau. Connaissant les processus responsables de la qualité, une modélisation de l'évolution de la qualité de l'eau pompée dans l'aquifère nous permettra de quantifier les flux en entrée du système (concentrations et vitesses).

3.2 Environnement et processus.

3.2.1 Influence de l'environnement.

3.2.1.1 Situation géographique particulière du site d'étude.

La qualité chimique d'une eau souterraine est influencée par la qualité de l'eau de recharge, qui représente la fonction 'entrée' du système. Pour la plupart des aquifères, la réalimentation est assurée par l'eau de pluie qui s'infiltré par gravité dans le milieu. Cette dernière a la propriété d'être en équilibre avec les gaz de l'atmosphère, dont le CO₂ atmosphérique et d'être très peu concentrée en éléments dissous.

Le fait que le site de Kermadoye soit localisé à proximité de l'océan va contribuer à influencer la qualité de l'eau de pluie. Ainsi, la composition de l'eau de pluie, issue de la condensation de masses d'air principalement d'origine océanique, va être influencée par des éléments présents dans la composition de l'eau de mer. En particulier on va trouver des éléments comme le sodium et les chlorures dont les concentrations dans l'eau de mer sont les plus importantes. Plus on s'éloigne de la mer, plus l'influence atmosphérique d'origine marine va diminuer du fait de la dilution avec des masses d'air continentales (Rider, 1978).

L'influence de la mer va aussi se retrouver sous forme de dépôts secs ou embruns transportés par le vent et déposés sur la surface du sol. Ces dépôts, constitués principalement de sels NaCl, vont se dissoudre lors d'épisodes pluvieux et ainsi renforcer l'influence de la signature marine dans l'eau d'infiltration.

3.2.1.2 Le sol et la roche.

D'après l'observation des cuttings des forages réalisés sur la zone, on a pu diviser les 100 premiers mètres à partir de la surface, suivant :

- le sol.
- un niveau d'altérites.
- le socle formé de roche saine plus ou moins fracturée.

3.2.1.2.1 Le sol.

Les surfaces agricoles, présentes sur la zone de Kermadoye, sont en grande majorité des prairies réservées à l'herbage (voir partie occupation des sols pp 13). A proximité des sièges d'exploitation, des analyses d'eau ont indiqué une pollution de surface par les nitrates, qui dans certains cas peut être importante (étude agronomique et d'environnement, 1996). L'eau de ruissellement peut être contaminée par des polluants anthropiques (nitrates, pesticides, sulfates, chlorures, etc....) ou durant son transport dans l'atmosphère (aérosols). Concernant les propriétés du sol, l'observation des cuttings nous montre qu'il est très argileux et épais d'un mètre environ sur le site.

D'une manière générale, c'est dans le sol, riche en matière organique et régulièrement alimenté en eau de pluie, que les plantes vont puiser les substances nécessaires pour leur croissance et leur vie mais aussi rejeter des déchets.

3.2.1.2.2 Les altérites.

Après le passage du sol et l'utilisation de certains éléments dissous par la végétation, l'eau va s'infiltrer dans un niveau meuble de roches altérées, épais d'environ 30 m et souvent très argileux. Dans la porosité de cette formation se retrouvent, à la fois, une phase aqueuse et une phase gazeuse, dans des proportions qui vont évoluer avec la profondeur. L'état de saturation en eau du milieu va avoir une influence sur l'occurrence de certaines réactions chimiques d'où une influence sur la qualité de l'eau. En dessous de cette zone d'altérites se trouve de la roche saine plus ou moins fracturée.

Du fait du renforcement des conditions d'agressivité de l'eau, la circulation dans la roche a pour conséquence l'altération des minéraux constituant la roche en place. On peut donc s'attendre à trouver la signature du milieu sous forme d'éléments dissous, provenant de l'altération des minéraux des roches dans lesquelles l'eau a circulé. La concentration et les éléments chimiques dissous vont dépendre ensuite des minéraux et des propriétés de l'aquifère.

Le silicium est un constituant majeur chez les silicates. La silice présente en solution est donc un marqueur de l'altération des minéraux présents dans ces roches. Comme on le précisera pp 160, tous les minéraux n'ont pas la même résistance face à l'altération. Les autres éléments majeurs, libérés lors de l'altération des minéraux sont le sodium, le calcium, le potassium et le magnésium.

3.2.1.2.3 Le socle.

Comme nous l'avons déjà vu dans la partie 'transfert de fluide', les milieux fracturés ont la particularité d'avoir des distributions de densités, d'orientations, d'ouvertures et de longueurs de failles qui peuvent être très larges. Cela a des répercussions notamment sur les propriétés hydrauliques. En effet cette large distribution va impliquer des différences importantes dans la distribution des vitesses de circulation dans l'aquifère. De nombreuses études ont montré que l'écoulement de l'eau dans les milieux fracturés se fait par quelques fractures, mettant ainsi en évidence le caractère très localisé de la circulation [Stripa Project (Suède), Mirror Lake (Etats Unis)]. La distribution des vitesses et le caractère très localisé de l'écoulement dans le milieu vont avoir une influence sur la qualité chimique d'une eau et les processus impliqués :

- les interactions chimiques entre l'eau et la matrice rocheuse vont dépendre fortement des vitesses de circulation dans le milieu.

- la présence de chemins de circulation rapides dans le socle, peut être à l'origine de transfert rapide de pollutions d'origines superficielles qui vont influencer la qualité chimique de l'eau dans le sous-sol. Ces risques de pollution posent le problème de protection et de pérennité de l'aquifère.

- du fait des différences dans les vitesses de circulation et du caractère très localisé de l'écoulement, on doit s'attendre à avoir des mélanges entre des eaux de qualités différentes. Les processus responsables de ces mélanges sont de types diffusif, dispersif et de dilution.

3.2.1.3 Le pompage

L'action du pompage sur le milieu ajoute une sollicitation artificielle sur le régime d'écoulement naturel, lié principalement à des gradients topographiques. Cela se traduit par l'accélération des vitesses de circulation à proximité du puits pompé et la concentration des flux vers la zone de pompage. De plus, suivant la géométrie du réseau fracturé, le pompage

peut créer des cheminements préférentiels de l'eau à travers des fractures qui naturellement n'auraient pas eu lieu.

Le pompage dans un aquifère peut avoir plusieurs conséquences sur la qualité de l'eau :

- des effets de mélanges peuvent être induits d'où une eau pompée qui va être la résultante de qualités différentes, propres à la circulation dans le milieu. Le pompage concentre les flux vers la zone de pompage et va forcer l'écoulement des eaux dans certaines fractures. Dans certaines conditions, le fait de faire circuler des eaux dans un autre environnement peut avoir une conséquence sur la qualité chimique de l'eau. C'est ce qui se passe notamment dans le cas des nappes alluviales, où le fait de provoquer un écoulement de la rivière vers la nappe contribue, sous certaines conditions, à dénitrifier l'eau et ainsi à la rendre propre à la consommation en ce qui concerne les nitrates (Doussant et al, 1994).

- pour un aquifère en bordure de mer et sous l'action d'une exploitation trop importante, des intrusions d'eaux salées peuvent se produire et ainsi contaminer le gisement d'eau douce. Ce phénomène a été observé pour un aquifère en Jamaïque pour lequel les limites de potabilité pour des éléments comme les chlorures et le sodium, ont été dépassées (K.F.Howard et al, 1996).

3.2.2 Processus.

La Figure II 19 synthétise les différents processus qui peuvent affecter la qualité de l'eau souterraine dans un système tel que celui de Kermadoc.

3.2.2.1 Processus physiques.

Cette famille de processus joue un rôle particulièrement important dans le domaine de transport de masse, notamment en ce qui concerne la circulation de polluants dans un aquifère. Comme on l'a déjà précisé pp 129, la distribution des vitesses est très large dans les milieux fracturés. Ainsi dans une fracture, on peut faire la distinction entre la phase liquide au repos et la phase liquide qui circule ; ces eaux n'ayant pas forcément les mêmes propriétés chimiques. Suivant la géométrie du milieu fracturé, les vitesses de circulation et les concentrations, la qualité chimique en un point précis de l'aquifère peut être influencée par les processus suivants:

- l'advection :

Cela correspond au transport des éléments sous l'action de l'écoulement du fluide. La direction et le taux de transport sont fonction de la direction et de la vitesse de circulation du fluide dans le milieu.

- la diffusion :

L'écoulement dans les fractures étant très localisé, cela va impliquer des gradients de concentration entre l'eau, considérée comme immobile et présente dans la matrice rocheuse et l'eau qui circule dans les fractures. Les flux vont être dirigés du milieu le plus concentré vers le milieu le moins concentré suivant la loi de Fick.

- la dispersion :

Le principe est le même que le processus de diffusion mais en considérant des eaux en mouvement. Au sein d'une même fracture, la dispersion existe et dépend des différences de vitesses provoquées par la variabilité des ouvertures des fractures due à la rugosité et les dépôts sur les parois des fractures.

- la dilution :

Il s'agit du mélange physique entre des eaux de qualités différentes. La dilution a pour conséquence de masquer l'influence des autres processus, sur la qualité de l'eau.

3.2.2.2 Processus chimiques.

Plusieurs processus chimiques peuvent être à l'origine des variations des concentrations des éléments chimiques dans l'eau :

- la formation de complexes.
- adsorption/désorption, absorption.
- précipitation/dissolution.
- réactions d'oxydo-réduction.

- la formation de complexes :

Les complexes jouent un rôle important dans la détermination des concentrations des ions libres réellement actifs dans la solution. Nous avons tenu compte de cet effet dans les calculs thermodynamiques (Annexe 4.1 , Calculs de sursaturation).

- les réactions de surface :

Les processus d'absorption et d'adsorption-désorption appartiennent à l'ensemble des réactions de surface. Ces processus résultent d'un transfert de masse entre la phase liquide et la phase solide et se caractérisent par l'échange d'un élément (cations ou anions) de la phase liquide par un autre élément appartenant auparavant à la phase solide. Ces réactions se font préférentiellement à la surface des minéraux argileux, de la matière organique, des hydroxydes de fer et de manganèse qui ont la propriété, du fait de la substitution de cations dans la matrice ou de liaisons cassées aux extrémités du minéral, d'être chargés électriquement en surface.

Rappelons que :

- l'adsorption : l'élément chimique adhère à la surface du solide.
- l'absorption : l'élément chimique est intégré dans la phase solide.

Dans les milieux fracturés, du fait de la rugosité des surfaces des parois des fractures et de la présence d'argiles, ces processus peuvent être important mais en régime permanent, lorsque les sites actifs sont occupés, l'évolution chimique de l'eau due à ces processus sera délicate à interpréter.

Le pompage induit un régime transitoire ce qui accélère probablement les mécanismes et les cinétiques des échanges d'ions à la surface des particules chargées. Les ions les plus concernés sont les cations or nous ne disposons de peu d'information sur l'évolution chimique des cations dans l'eau du site.

- Altération des minéraux : réactions de précipitation/dissolution.

Lors de la circulation d'un fluide dans une roche, il peut y avoir, suivant les propriétés chimiques de l'eau, dissolution ou précipitation des minéraux en présence. La dissolution provoque l'altération de la roche en place puisqu'elle consiste à transformer la majorité des minéraux de la matrice rocheuse saine en minéraux secondaires avec mise ou non en solution de certains éléments. La précipitation correspond à la réaction inverse, c'est à dire, passage des éléments de la phase liquide à la phase solide.

La dissolution peut se faire de deux manières (Appelo et Postma, 1993) :

- dissolution congruente : dissolution sans fractionnement.
- dissolution incongruente : dissolution avec fractionnement (en plus de la formation du minéral secondaire, il y a mise en solution de certains éléments chimiques).

D'un point de vue chimique, la majorité des réactions de précipitation/dissolution sont des réactions acido-basiques. Ces réactions impliquent des échanges d'ions H^+ , le pH est par conséquent un paramètre de contrôle de ce type de processus.

Dans la croûte continentale, il existe deux types de précipitation/dissolution :

- la dissolution des carbonates.
- l'hydrolyse des silicates.

Chapitre 1, nous avons vu que le milieu étudié est composé de roches silicatées. L'hydrolyse est donc la réaction acido-basique prédominante. D'après la Figure II 19, ce processus pourrait être plutôt localisé dans le sol et dans la partie supérieure de l'aquifère.

Le processus d'hydrolyse peut être défini comme une réaction compensatoire de l'acidité d'une eau. La dissolution d'un minéral silicate sous l'action du gaz carbonique dissous dans l'eau produit des minéraux secondaires, tels que les argiles ou des hydroxydes de fer et des ions entraînés dans la phase liquide. Ce processus a été décrit par de nombreux auteurs comme par exemple : Coldberg, 1954; Stumm et Morgan, 1981; Appelo et Postma, 1993.

La Figure II 20 montre un exemple de la distribution des minéraux dans un sol résultant de l'altération d'une granodiorite (Blatt, Middleton and Murray, 1980 dans Appelo et Postma, 1993). Le schéma montre que lors de la phase d'altération, l'apparition des minéraux secondaires est fonction des minéraux primaires altérés.

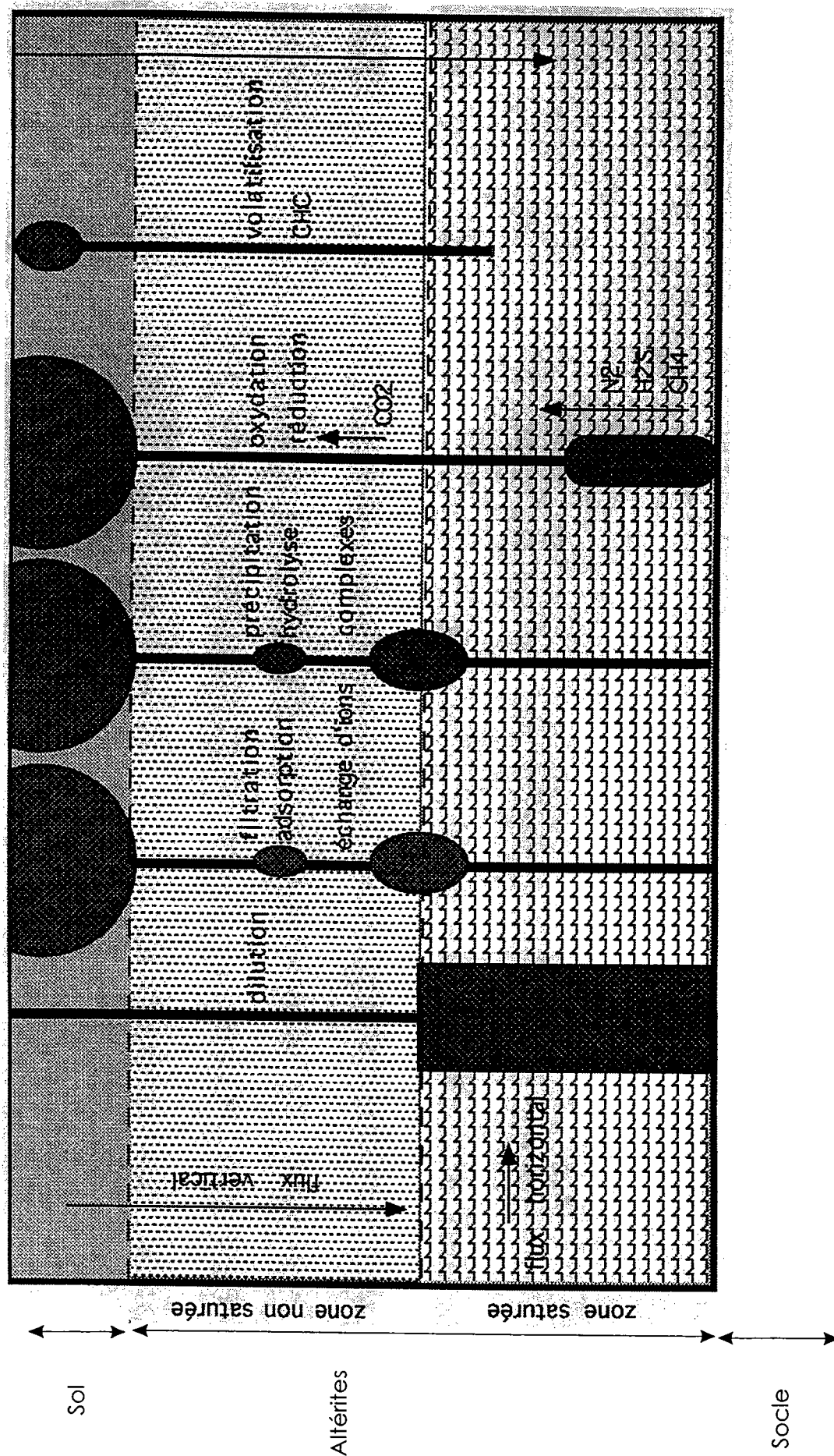


Figure II 19 : Principaux processus pouvant affecter la qualité de l'eau souterraine. (Figure d'après J. Vrba et A. Zajorzec).

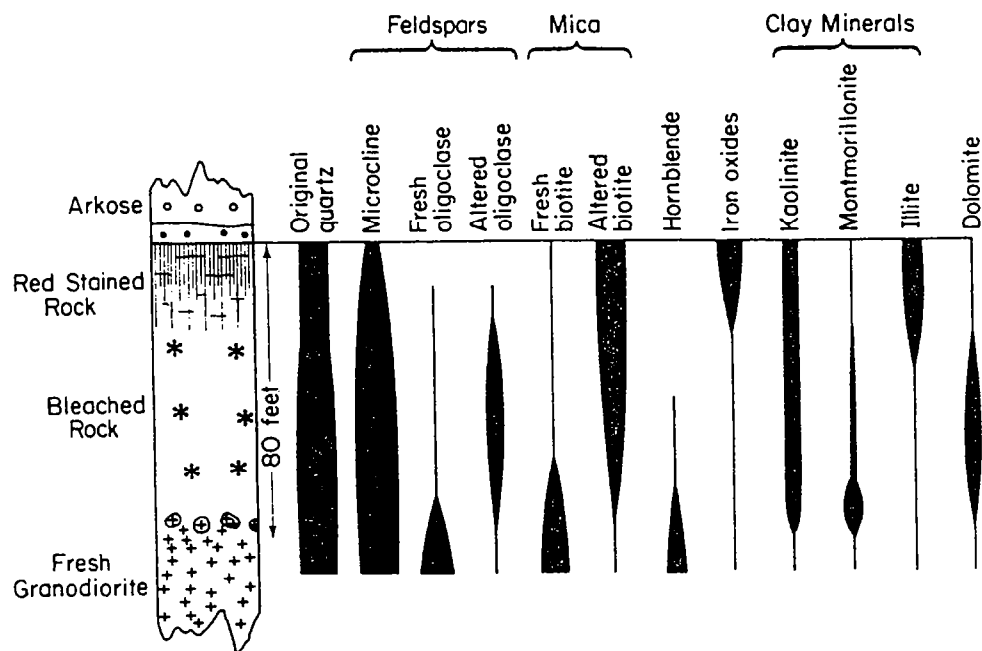


Figure II 20 : Evolution de la Composition minéralogique d'un sol à partir de l'altération d'un granodiorite (Blatt, Middleton and Murray, 1980).

Tous les minéraux composant les roches silicatées n'ont pas les mêmes capacités à s'altérer. A partir d'observations, Goldich (1938) a établi une séquence d'altérations, Figure II 21, qui met en évidence une chronologie croissante dans la disparition des minéraux silicates.

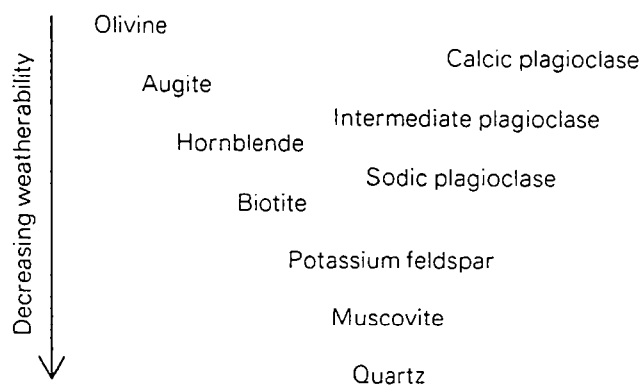


Figure II 21 : Séquence d'altération établie par Goldich (1938), suite à des observations naturelles (Goldich, 1938; Berner, 1971).

On constate que l'olivine et les plagioclases calciques représentent les minéraux les plus facilement altérables alors que la muscovite et le quartz sont les plus résistants.

Les principaux minéraux secondaires issus de l'altération sont des minéraux argileux (illite, kaolinite et montmorillonite) et les oxydes de Fer. La kaolinite représente le minéral argileux le plus courant en milieu continental soumis aux conditions climatiques tempérées. Le Tableau II 7 donne une liste des réactions d'hydrolyse pour différents minéraux primaires en prenant comme minéral secondaire la kaolinite (Appelo et Postma, 1993).

Dans le cas des réactions d'altérations incongruentes, il y a production de silice et de cations dissous dans la phase liquide. Il est important de noter que toutes ces réactions consomment des protons, ce qui a pour conséquence de produire un effet tampon sur le pH. La source en protons, la plus importante dans le milieu, provient de la réaction du dioxyde de carbone, présentée précédemment, qui libère en plus, des ions carbonates et bicarbonates suivant la réaction précédente. Dans une eau, l'intensité de l'altération de minéraux silicatés est marquée par des concentrations en cations et en silice élevée ainsi qu'une alcalinité forte (Appello et Postma, 1993).

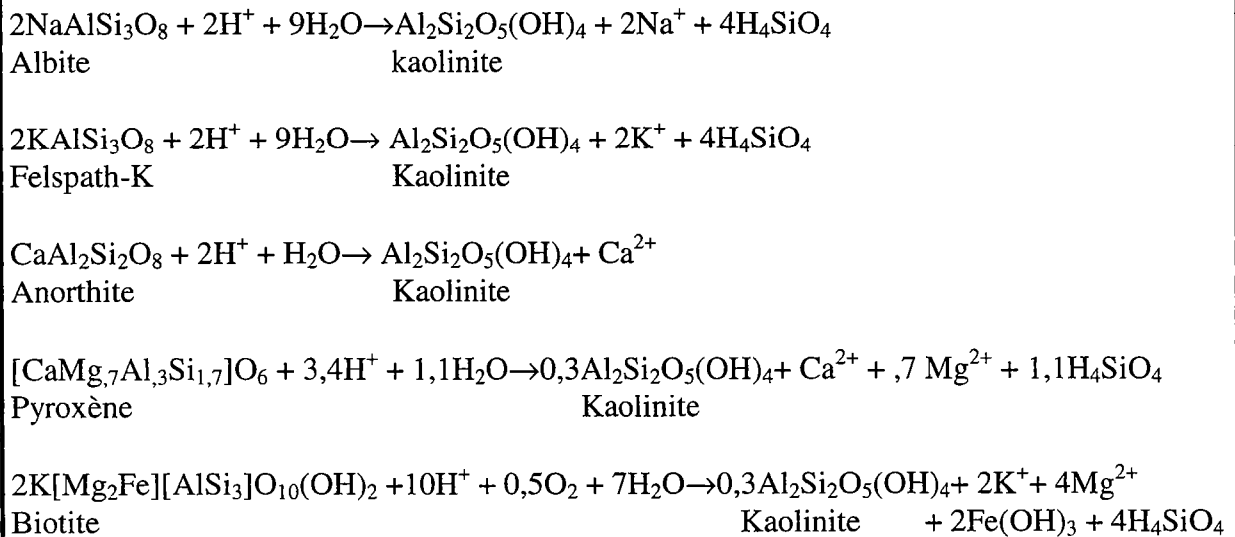


Tableau II 7 : Réactions d'altération pour différents minéraux silicates avec comme minéral secondaire la kaolinite (d'après Appelo et Postma, 1993).

La concentration en silice dans l'eau est donc un indice de l'hydrolyse mais la description reste qualitative car dès que la composition chimique de l'eau atteint l'équilibre vis à vis d'une phase minérale, le processus opposé, c'est à dire la précipitation hétérogène, diminue la concentration totale de la silice. Il est par conséquent difficile de détailler quantitativement l'importance de ces deux processus.

La cinétique des réactions d'hydrolyse est généralement lente. Il existe de nombreuses études de laboratoire qui ont conduit à l'élaboration de différents modèles d'altération des silicates. Lasaga, 1984, a calculé la variation de la taille des cristaux pour différents silicates en fonction du temps. Le Tableau II 8 résume ses résultats et permet de se faire une idée des durées de vie des minéraux silicates.

Minéral	durée de vie (année)
Quartz	34 000 000
Muscovite	2 700 000
Forsterite	600 000
K-feldspath	520 000
Albite	80 000
Enstatite	8 800
Diopside	6 800
Nepheline	211
Anorthite	112

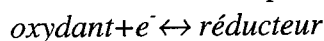
Tableau II 8 : Durée de vie moyenne (année) d'un cristal de 1 mm de section de plusieurs minéraux, à 25 °C et à pH 5. (Lasaga, 1984).

Ces résultats indiquent une large distribution des cinétiques d'altération. Même les minéraux les plus facilement altérables nécessitent des temps relativement longs comparativement à l'échelle humaine. Au vue de ces expériences, la signature de l'altération des minéraux silicates dans les eaux souterraines est limitée et elle est principalement marquée par l'altération des plagioclases et de la biotite. Il est important de noter que ces observations ont été obtenues à partir d'échantillons sains, ne prenant en compte ni le sol ni la couche altérée.

- les réactions d'oxydoréduction :

Ces réactions jouent souvent un rôle majeur dans l'évolution de la qualité des eaux souterraines et sont généralement liées à l'activité bactériologique du milieu.

Ces réactions consistent en un échange électronique entre un donneur d'électron, appelé réducteur et un accepteur d'électron, appelé oxydant :



Ces réactions sont naturellement lentes si elles ne sont pas catalysées par une espèce bactériologique. Dans le cas d'un catalyseur biologique, la réaction est irréversible puisque la bactérie utilise l'un des deux sens de la réaction redox pour se développer. La cinétique de cette réaction est très rapide dans ce cas, voir considérée comme instantanée dans l'établissement de certains modèles (Doussant et al, 1997).

Les deux membres de chaque demi-réaction forment ce que l'on appelle un couple redox défini par un potentiel redox, $pE = -\text{Log}(e^-)$ avec e^- représentant l'activité électronique. Ce potentiel redox est équivalent au pH pour les protons. A partir des deux potentiels redox, on calcul le potentiel redox global de la réaction d'oxydoréduction. A l'aide de cette constante d'équilibre, il est possible de déduire quelles sont les réactions thermodynamiquement possibles et celles qui ne le sont pas. Ainsi un potentiel redox faible, voir négatif, indique une forte activité électronique d'où des conditions réductrices. De même, un potentiel redox élevé correspond à une activité électronique faible d'où des conditions oxydantes.

Dans un site naturel, les réactions semblent intervenir surtout au niveau du sol puis dans la partie inférieure des aquifères (Figure II 19). Le Tableau II 9 donne une liste des réactions redox les plus courantes dans un système naturel comme celui de Kermadoc.

Les réactions redox n'interviennent pas toutes en même temps. En effet il existe un ordre qui est fonction de la valeur de la variation d'énergie libre (ΔG°) de chacune des réactions. Plus la valeur de ΔG° est faible, plus la réaction est prédominante dans le milieu. Ceci implique l'existence d'une séquence de consommation chez les oxydants et chez les réducteurs. Tableau II 9 montre cette séquence : par ordre décroissant d'importance dans le milieu :

- les oxydants : O_2 , NO_3 , MnO_2 , $Fe(OH)_3$, SO_4^{2-} , CO_2 .
- les réducteurs : CH_2O (matière organique), FeS_2 (pyrite).

Les oxydants comme on peut le constater appartiennent plutôt à la phase liquide, à l'exception de MnO_2 qui est un minéral de la matrice rocheuse alors que les réducteurs font plutôt partie de la phase solide.

Pour résumer, l'eau de pluie en s'infiltrant dans le sous-sol apporte des éléments oxydants qui vont se trouver en contact avec réducteurs présents dans la phase solide. Les réactions redox sont donc tributaires de la présence des oxydants ou des réducteurs dans le milieu. Ce constat permet d'établir une 'classification' (Figure II 22) des environnements en fonction de la présence ou l'absence des oxydants ou des réducteurs (Berner, 1981 ; Appelo et Postma, 1993).

3.2.2.3 *Processus biologiques.*

Le développement de la population bactérienne est lié à de nombreux facteurs limitants dans le milieu, tels que par exemple la température ou le transport de nutriments dans le sous-sol (Ghiose and Wilson, 1988). Par ailleurs, les bactéries adhérant sur un substrat peuvent s'assembler et fabriquer un conglomérat constitué par un ensemble de cellules (les bactéries) et un gel polymère. Ce type de colonie s'appelle un biofilm. (voir paragraphe 3.5).

La géométrie du biofilm dans les fractures peut influencer les paramètres hydrauliques du milieu en diminuant la perméabilité par colmatage (Doussant et al, 1997). En outre, l'activité bactérienne joue un rôle non négligeable sur les processus chimiques. Suivant les conditions du milieu (aérobie : O_2 présent ou anaérobie), les bactéries augmentent la quantité de CO_2 dans le milieu du fait de leur respiration (Berner, 1981) ou catalysent des réactions de dégradation de réducteurs solides tels que la matière organique ou la pyrite par l'oxygène ou les nitrates (Stumm et Morgan, 1981).

	ΔG° (kJ mole ⁻¹)	Eh(w) (mV)	pe°(w)
Réduction:			
(A) $1/4\text{O}_2 + \text{H}^+ + \text{e}^- = 1/2\text{H}_2\text{O}$	-118,62	813	13,75
(B) $1/5\text{NO}_3^- + 6/5\text{H}^+ + \text{e}^- = 1/10\text{N}_2 + 3/5\text{H}_2\text{O}$	-120,21	746	12,65
(C) $1/2\text{MnO}_2 + 2\text{H}^+ + \text{e}^- = 1/2\text{Mn}^{2+} + \text{H}_2\text{O}$	-118,16	396	6,71
(D) $1/8\text{NO}_3^- + 5/4\text{H}^+ + \text{e}^- = 1/8\text{NH}_4^+ + 3/8\text{H}_2\text{O}$	-85,02	363	6,15
(E) $\text{Fe}(\text{OH})_3 + 3\text{H}^+ + \text{e}^- = \text{Fe}^{2+} + 3\text{H}_2\text{O}$	-101,96	-185	-3,14
(F) $1/8\text{SO}_4^{2-} + 9/8\text{H}^+ + \text{e}^- = 1/8\text{HS}^- + 1/2\text{H}_2\text{O}$	-24,27	-214	-3,75
(G) $1/8\text{CO}_2 + \text{H}^+ + \text{e}^- = 1/8\text{CH}_4 + 1/4\text{H}_2\text{O}$	-16,36	-244	-4,13
Oxydation:			
(2) $1/4\text{CH}_2\text{O} + 1/4\text{H}_2\text{O} = 1/4\text{CO}_2 + \text{H}^+ + \text{e}^-$	-6,86	-484	-8,20

Processus redox	$\Delta G^\circ(w)^*$
Respiration aérobie (2)+(A): $\text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2 = \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$	-502,1 (6)
Dénitrification (2)+(B): $\text{CH}_2\text{O} + 4/5\text{NO}_3^- + 4/5\text{H}^+ = \text{CO}_2 + 2/5\text{N}_2 + 7/5\text{H}_2\text{O}$	-476,6 (4)
Réduction de Mn(IV) (2)+(C): $\text{CH}_2\text{O} + 2\text{MnO}_2 + 4\text{H}^+ = 2\text{Mn}^{2+} + 3\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	-340,2 (7)
Réduction de Fe(III) (2)+(E): $\text{CH}_2\text{O} + 4\text{Fe}(\text{OH})_3 + 8\text{H}^+ = 4\text{Fe}^{2+} + 11\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	-115,9 (8)
Réduction des sulfates (2)+(F): $\text{CH}_2\text{O} + 1/2\text{SO}_4^{2-} + 1/2\text{H}^+ = 1/2\text{HS}^- + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	-104,6 (9)
Fermentation méthanique (2)+(G): $\text{CH}_2\text{O} + 1/2\text{CO}_2 = 1/2\text{CH}_4 + \text{CO}_2$	-92,9 (10)

* $\Delta G^\circ(w) = \Delta G^\circ - RT \ln[\text{H}^+]^p$, avec $[\text{H}^+] = 10^{-7} \text{ mole l}^{-1}$ et $p = \text{coefficient stœchiométrique de } [\text{H}^+]$.

Tableau II 9 : Séquence de processus redox dans un aquifère clos, contenant initialement de la matière organique et différentes espèces oxydées dissoutes ou minérales (d'après Stumm et Morgan, 1981; Champ et al, 1979).

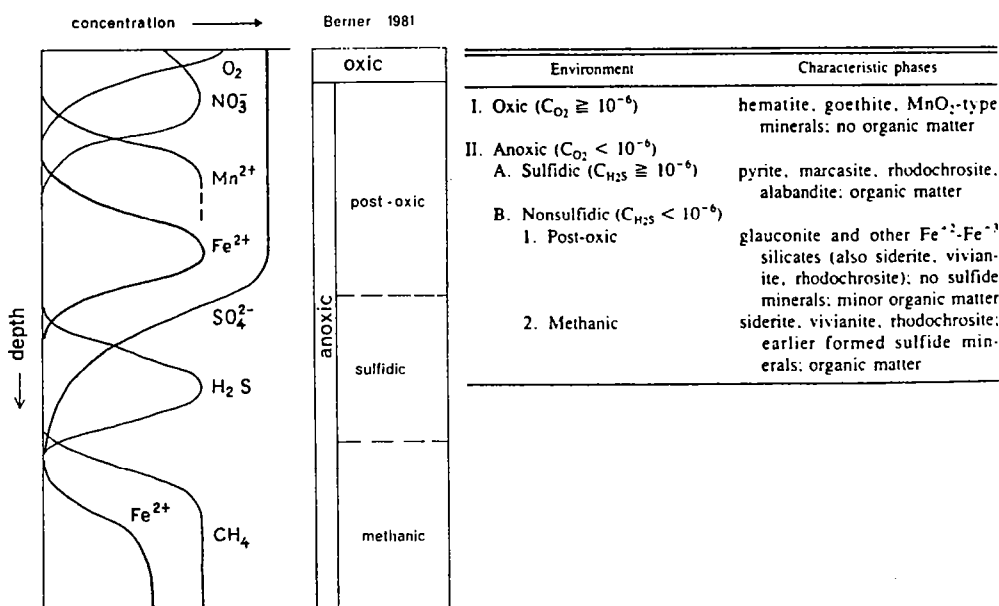


Figure II 22 : Séquence du processus de réduction suivant la composition chimique de l'eau.

3.3 Caractérisation spatiale des paramètres physico-chimiques.

Dans un milieu poreux homogène, la méthode classique de caractérisation consiste à étudier l'évolution de la qualité de l'eau dans le sens de l'écoulement de la nappe et/ou en fonction de la profondeur d'échantillonnage. Dans notre cas, du fait de l'hétérogénéité du milieu fracturé, cette technique n'est pas directement applicable.

Dans cette partie nous nous sommes attachés à :

- mettre en évidence le ou les différentes qualités d'eau à l'origine de l'eau brute pompée.
- établir une carte d'identité chimique des réservoirs.

3.3.1 Mesures et résultats.

Nous avons réalisé six campagnes de prélèvements sur la zone du site de Kermadoye entre juin 1996 et janvier 1998 comportant 106 échantillons d'eaux d'origines diverses (eaux de pluie, ruissellement, étangs, eaux souterraines).

Nous avons réalisé deux types de prélèvements :

- prélèvement sur le site : nous avons prélevé un grand nombre d'échantillons d'origines différentes. Nous avons échantillonné des eaux provenant de l'eau de pluie, des ruisseaux, des sources, des étangs et des puits, appartenant à la régie Municipale de Ploemeur. Tous les points échantillonnés sont reportés sur la carte (Figure II 23).

- plusieurs prélèvements dans un seul forage, à des profondeurs différentes, afin d'étudier l'hétérogénéité en fonction de la profondeur. Nous avons prélevé 8 échantillons dans le piézomètre F28, situé à 5 m du forage pompé F29. Le pompage a eu pour effet de forcer les circulations d'eaux dans le milieu ce qui permet la mise en évidence d'arrivées d'eaux de qualités chimiques différentes. Nous avons aussi prélevé 4 échantillons dans le forage F20.

Concernant le prélèvement dans les puits, les profondeurs ont été déterminées après avoir vérifié l'homogénéité de la colonne d'eau et en fonction de la localisation des arrivées d'eaux, observées lors de la foration et caractérisées dans les rapports de Géoarmor.

Nous avons utilisé un préleveur automatique, prêté par l'Ecole Nationale de la Santé Publique de Rennes (ENSP), nous permettant d'échantillonner 500 ml d'eau à la profondeur désirée.

Pour chaque campagne de mesures, le même protocole de prélèvement et d'analyse a été utilisé suivant les recommandations de AFNOR, 1994.

3.3.1.1 Protocole de prélèvement des échantillons d'eau.

- Prélèvement d'un volume de 500 ml :
- Filtration à 0,2 μ m en utilisant des membranes stériles en nitrates cellulose.
- Séparation du volume filtré en deux :
 - un volume de 100 ml pour la mesure des espèces cationiques majeures et des traces. Des précautions particulières ont été prises afin d'éviter que ces éléments ne précipitent avant d'avoir été analysés : de l'acide HNO_3 (2N) a donc été ajouté ($\text{pH} < 2$) afin de stabiliser l'échantillon.

- un volume de 100 ml pour la mesure des anions.
- Mesures in situ :
 - Température (T), pH et la conductivité électrique (C.E.) à l'aide d'une sonde spécifique.
 - Alcalinité totale (alc) par titration avec de l'acide H_2SO_4 (N/25).

3.3.1.2 Analyses effectuées.

- paramètres physico-chimiques : C.E., T, pH, alc, COD.
- éléments chimiques :
 - Les éléments majeurs : Na, Ca, Mg, K, Cl, NO_3 , SO_4 , SiO_2
 - Les éléments traces : Fe, Mn, Ba, Br, Sr, Zn, Pb, Cu.

3.3.1.3 protocole d'analyse.

Majeurs et traces :

Les analyses ont été réalisées à l'Université de Bretagne Occidentale à Brest. Les méthodes analytiques sont résumées dans le Tableau II 10 :

Paramètres	Méthodes analytiques	Collaborations
cations et éléments traces	Spectrométrie optique d'émission Plasma (ICP-AES) ISA Jobin-Yvon JY70 Plus	UMR 6538 'Domaines Océaniques'
anions	Chromatographie ionique	URA 322
Br	Dionex DX-100	'Chimie Analytique'
SiO_2 F	Colorimétrie Spectrophotomètre HACH DR-4000	Laboratoire de Recherches Appliquées 'Atmosphère-Hydrosphère'

Tableau II 10 : Méthodes analytiques utilisées et collaborations

3.3.1.4 Résultats.

Nous présentons dans le Tableau II 11, une sélection d'analyses caractéristiques de l'eau des différents sites sur la commune de Ploemeur. Les autres résultats sont reportés en annexe 4.2.

N°	z (m)	C.E. μS/cm	pH	Ca mg/l	Mg mg/l	K mg/l	Na mg/l	Cl mg/l	alc mg/l	NO ₃ mg/l	SO ₄ mg/l	SiO ₂ mg/l	Fe mg/l	Mn mg/l
F13		743	6,57	27,03	31,98	8,71	63,59	168	68,32	3,9	46,6	33,7	6,895	0,65
F17	rob	434	6,16	19,16	16,13	5,49	53,52	79,7	58,56	25,5	54,9	32,7	0	0,012
F20	-4.4	443	5,66	20,08	12,65	4,97	43,15	53,9	21,96	102	19,2	29,1	0,04	0,033
Pe	rob	432	6,69	16,16	16,48	6,61	48,32	64,3	65,88	3,7	54,3	26,4	0,085	0,033
F31	rob	383	6,33	14,05	12,59	4,62	43,68	56,8	61	7,8	39,1	31,3	0,245	0,025
F35	-101	315	5,99	10,7	6,55	5,83	39,04	56,3	34,16	18,9	15,3	34	0,785	0,42
F36	-15	579	6,86	33,44	26,1	6,06	49,1	48,1	75,64	0,4	169	38,5	0,455	0,62
MF2	-7.5	294	6,56	11,35	9,47	3,72	37,56	48	61	5,6	25,3	31,1	0,035	0,12
F9	-32.6	257	5,63	7,33	6,324	4,059	31,04	39,5	29,28	36,1	14	20,4	0,115	0,017
Lan			9,57	1078	1288	522,2	8990	14351	134,2	0	1969	2,4	0	11,2

Tableau II 11 : Sélection d'analyses caractéristiques provenant de la campagne de prélèvement réalisée en septembre 1996. (rob=robinet, alc=alcalinité, Fe=fer total dissous)

La précision des mesures obtenue à partir des différentes méthodes analytiques est présentée dans le Tableau II 12 :

	pH	C.E.	anions	Ca	Mg	Na	K	Fe	Al	Mn
Précision	±0,05	±1μS/cm	±0,1 mg/l	1,5%	2,5%	0,7%	0,6%	2,9%	0,8%	0,3%
	Sr	SiO ₂	Ba	Pb	Cu	Zn				
Précision	0,3%	5%	0,1%	1,6%	0,6%	1,8%				

Tableau II 12 : Précisions des mesures.

3.3.1.5 Eau potable : les normes.

Tous les échantillons prélevés sont de bonne qualité et respectent les normes de potabilité, établies par décret du 03/01/1989 (Recueil des normes françaises AFNOR, 1994). Les normes de potabilité pour une eau souterraine sont reportées en annexe 4.3. Sur les campagnes effectuées, seuls deux échantillons présentent des teneurs en Fer et Manganèse supérieures aux normes définies dans le recueil des normes AFNOR.

3.3.1.6 Précision des analyses :

Pour chaque analyse, nous avons contrôlé la qualité des mesures en calculant l'électroneutralité E.N, définie de la façon suivante (Appelo et Postma, 1993) :

$$E.N = \frac{\sum_{anions} - \sum_{cations}}{\sum_{anions} + \sum_{cations}} \cdot 100$$

Parmi toutes les analyses, 98% ont une erreur inférieure à 10% et 84% ont une erreur inférieure à 5%. Ces pourcentages nous indiquent que nos analyses sont de bonnes qualités.

3.3.1.7 Vision globale des résultats.

Parmi les méthodes classiques permettant d'obtenir une vision globale des données et de déterminer la signature générale de l'eau, nous avons réalisé une analyse statistique sur les données (ACP ou analyse en composante principale).

3.3.1.7.1 Analyse en Composante Principale (ACP) :

L'ACP, couramment utilisée en hydrochimie, permet de décrire les principaux processus responsables de la qualité et les relations existantes entre eux (Ritzi et al, 1993). Cette analyse permet de condenser l'essentiel de l'information obtenue à partir des variables interdépendantes (éléments chimiques analysés, échantillons) en un nombre plus restreint de variables indépendantes (les vecteurs propres).

Cette étude statistique consiste à construire, à partir des analyses, une matrice de variance-covariance et à calculer les vecteurs propres après diagonalisation de la matrice. La représentation graphique des différents vecteurs propres, l'un en fonction de l'autre, permet d'en déduire, qualitativement, les relations qui peuvent exister entre les éléments analysés et les échantillons.

Nous avons construit la matrice de variance-covariance en prenant en compte la campagne d'échantillonnage réalisée en septembre 1996. Ainsi nous avons sélectionné 10 éléments, regroupant tous les majeurs et la conductivité électrique et nous avons considéré les 27 échantillons prélevés lors de cette campagne.

La matrice de corrélation entre les éléments est présentée Tableau II 13 :

	Ca	Mg	Na	K	alc	Cl	NO ₃	SO ₄	SiO ₂	C.E
Ca	1									
Mg	0,882	1								
Na	0,66	0,637	1							
K	0,497	0,59	0,708	1						
alc	0,607	0,479	0,652	0,239	1					
Cl	0,397	0,51	0,833	0,696	0,447	1				
NO ₃	-0,146	-0,294	-0,268	0,07	-0,629	-0,191	1			
SO ₄	0,692	0,747	0,211	0,145	0,263	-0,108	-0,383	1		
SiO ₂	0,272	0,3386	0,303	0,085	0,078	0,195	-0,359	0,485	1	
C.E.	0,88	0,922	0,843	0,757	0,523	0,719	-0,154	0,519	0,347	1

Tableau II 13 : Matrice de corrélation des éléments majeurs, SiO₂ et C.E. pour 27 échantillons d'eau, prélevés pendant la mission de septembre 1996.

A partir du Tableau II 13, nous pouvons faire ressortir les relations principales entre les différents éléments retenus :

- le calcium, le magnésium et les sulfates apparaissent très liés. Ce sont des éléments que l'on trouve principalement impliqués dans les réactions chimiques.
- les éléments sodium, chlorures et potassium sont étroitement corrélés, nous indiquant une origine commune.
- les nitrates sont plutôt anti-corrélés avec tous les éléments (chlorures, sulfates et alcalinité en particulier).
- l'alcalinité apparaît corrélée avec le calcium, le sodium et anti-corrélée avec les nitrates.
- la silice ne semble pas fortement liée avec les autres éléments. Dans la partie processus, nous avons précisé que l'origine de cet élément est unique et provient de l'altération des minéraux.
- la conductivité apparaît corrélée avec Mg, Ca, Na, K et Cl.

Parmi les 10 vecteurs propres calculés, les cinq premiers, reportés dans le Tableau II 14, permettent d'expliquer 96,7 % de la variance totale.

Vecteur Propres (vp)	% variance	% variance cumulée
1	53,9	53,9
2	17,6	71,5
3	12,7	84,2
4	8,8	93
5	3,7	96,7

Tableau II 14 : Contribution des cinq premiers vecteurs propres à la variance totale.

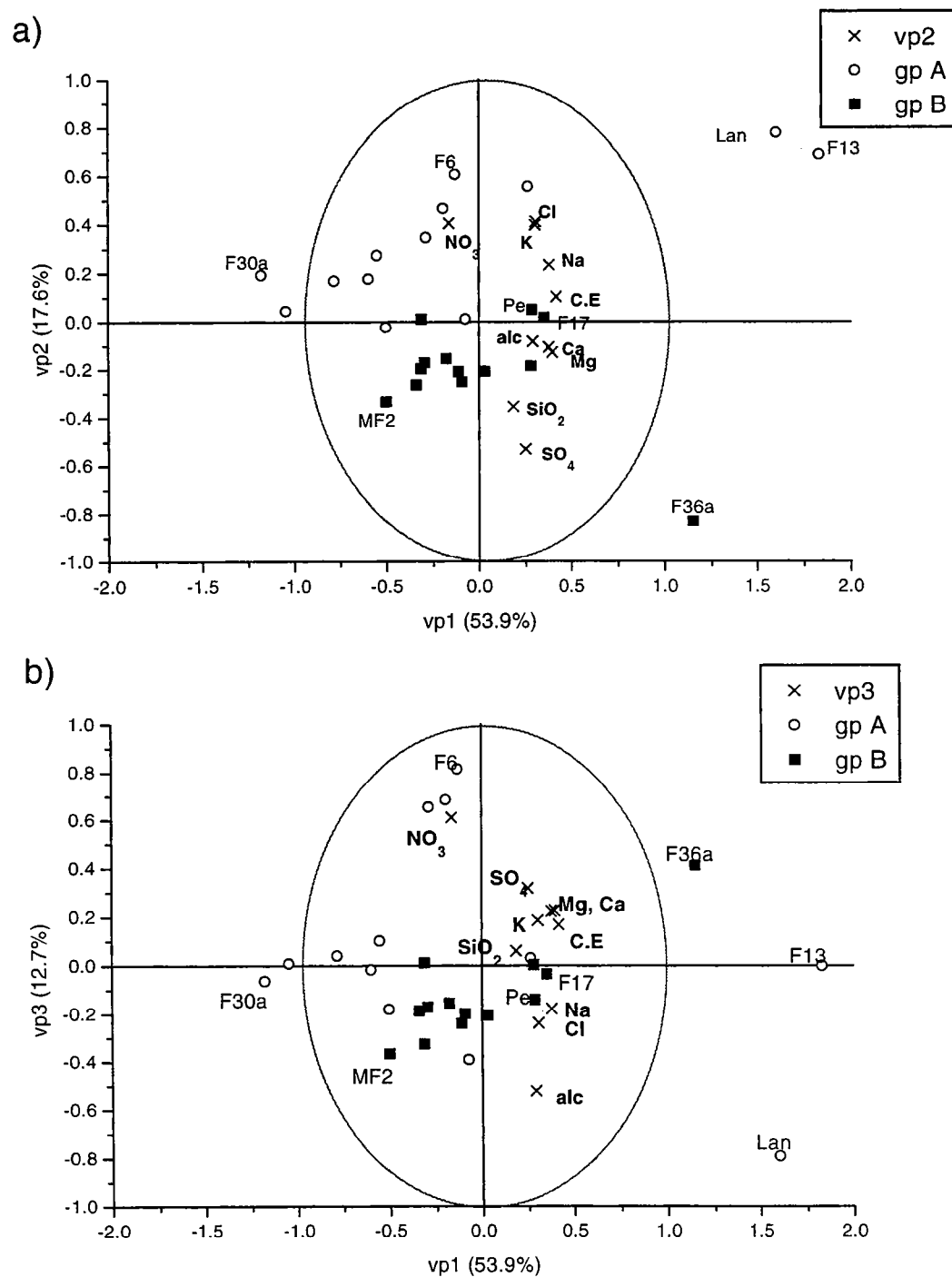


Figure II 24 : Projection du nuage des variables et des individus sur les axes factoriels vp1-vp2 et vp1-vp3.

Nous avons représenté, Figure II 24, uniquement les trois premiers vecteurs propres.

L'observation de la matrice de corrélation et de la représentation graphique des vecteurs propres nous indique que nous pouvons diviser nos éléments en deux : un pôle influencé par les éléments Na-Cl et un pôle influencé par les éléments Mg-Ca-SO₄-SiO₂-alc.

- le pôle Na(K)-Cl :

Le sodium et les chlorures sont des constituants principaux de l'eau de mer. Du fait de la proximité de l'océan, l'eau de pluie sur la zone résulte, principalement de la condensation de masses d'air océaniques, chargées en sels. De ce fait, l'eau de pluie est principalement chargée en Na, Cl et K qui constituent le pôle atmosphérique.

On retrouve cette signature, non seulement dans les eaux de surface, mais aussi dans les eaux souterraines. Parmi ces échantillons, deux se trouvent opposés et en dehors de l'espace délimité par le cercle. Il s'agit de l'échantillon 'Lan' qui a été prélevé dans un étang d'eau saumâtre et de 'F30', piézomètre sans capot dont la composition chimique est très proche de l'eau de pluie.

On remarque aussi que 3 échantillons apparaissent particulièrement influencés par le pôle NO₃. Il s'agit de F20b, F20d et F6 qui ont été prélevés dans des piézomètres en contexte de cultures.

- le pôle -Ca (Mg)-SO₄-alc-SiO₂ :

Dans ce groupe sont présents des éléments que l'on retrouve principalement impliqués dans les réactions chimiques telles l'hydrolyse des minéraux et les réactions redox.

Les échantillons influencés par ce pôle correspondent à tous les forages pompés, à certains piézomètres proches de la zone grillagée et les deux miniforages. De plus on remarque que tous les échantillons semblent s'aligner entre les points MF2 et F36, ce dernier étant à l'extérieur du cercle. MF2 correspond à un forage peu profond, dans les altérites (34 m de profondeur) alors que F36 correspond au forage qui a le débit instantané le plus important.

On constate aussi, d'après la Figure II 24 et la matrice de corrélation (Tableau II 13), que certains éléments apparaissent anti-correlés. C'est le cas notamment des nitrates et des sulfates.

En conclusion, cette ACP a mis en évidence deux groupes de qualités chimiques dans l'ensemble des échantillons étudiés :

- une eau, peu évoluée chimiquement, principalement marquée par le pôle marin et influencée, suivant les points échantillonnés, par une pollution agricole. Les échantillons associés correspondent au groupe A. Ce groupe comprend les échantillons suivants : F6, F7, F9, F19, F20, F30, F34 et F35.

- une eau plus évoluée. Les échantillons associés constituent le groupe B. Ce groupe est composé des échantillons suivants : Pe, F11, F28, F29, F31, F32, F36, MF1 et MF2.

Dans le Tableau II 15 sont reportés les moyennes et les écart types calculés pour les deux groupes pour tous les éléments analysés.

Paramètres	Groupe A		Groupe B	
	moyenne	écart type	moyenne	écart type
C.E (μS/cm)	349,96	84,45	407,35	79,65
T (°C)	14,87	0,58	13,33	0,84
pH	6,35	0,217	7,89	0,57
Ca (mg/l)	13,8	6,58	17	7,27
Mg (mg/l)	9,49	3,8	14,92	5,51
Na (mg/l)	38,36	4,57	44,13	4,42
K (mg/l)	5,12	0,87	4,94	0,84
alc (mg/l)	31,19	25,8	57,55	7,67
NO ₃ (mg/l)	55,81	33,97	8,23	6,32
Cl (mg/l)	50,05	7,22	54,9	7,91
SO ₄ (mg/l)	16,18	8,38	63,67	47,13
Fe (mg/l)	0,105	0,22	0,07	0,13
Al (mg/l)	0,066	0,11	0,05	0,056
Mn (mg/l)	0,026	0,022	0,1	0,2
Sr (mg/l)	0,05	0,02	0,06	0,02
SiO ₂ (mg/l)	24,68	6,81	32,12	2,84
Ba (mg/l)	0,018	0,014	0,082	0,17
Pb (mg/l)	0,0013	0,0023	0,0012	0,0019
Cu (mg/l)	0,001	0,002	0,000182	0,00063
Zn (mg/l)	0,065	0,05	0,029	0,023

Tableau II 15 : Moyennes des concentrations des différents éléments chimiques analysés pour les deux groupes d'échantillons mis en évidence par l'ACP (mission de septembre 1996).

3.3.1.8 Observations en fonction de la profondeur d'échantillonnage : forage F28

Les résultats ont été reportés dans un graphe, Figure II 25, en fonction de la profondeur de prélèvement. L'observation des différents logs montre des variations de la qualité chimique en fonction de la profondeur.

L'origine de ces changements est due soit à l'influence de nouvelles arrivées d'eaux de qualité différente soit à la construction de l'ouvrage, lui-même. La mission de février 97 a eu pour but d'étudier l'effet de l'ouvrage sur la composition chimique. Pour cela nous avons contrôlé la qualité de l'eau dans plusieurs piézomètres avant et après vidange de l'ouvrage (Annexe 4.2). Le fait de vidanger le piézomètre permet d'échantillonner des eaux correspondant à des arrivées d'eaux nouvelles. Pour tous les points échantillonnés, le résultat indique que l'eau dans le piézomètre est caractéristique de l'eau du milieu.

Dans F28 la conductivité électrique varie avec la profondeur d'échantillonnage et les principales arrivées d'eau. La conductivité électrique, fonction des charges ioniques présentes dans l'eau, est un bon marqueur des changements de qualité chimique. Ainsi dans l'évolution de la conductivité, Figure II 25, on constate deux maxima ; un vers 40 m et l'autre entre 55 et 70 m.

Nous avons alors cherché à déterminer quels sont les éléments chimiques qui sont à l'origine de ces variations. Parmi tous les éléments on remarque que le calcium, le magnésium, l'alcalinité, le potassium et les sulfates ont la même évolution que la conductivité. Cependant parmi ces éléments, un seul présente des variations plus importantes, qui sont à l'origine des contrastes de conductivité mesurés. Il s'agit des sulfates dont la concentration évolue de 41,5 à 81 mg/l au maximum. Si parallèlement, on observe l'évolution des nitrates on constate des teneurs faibles avec un minimum correspondant au pic de sulfates. L'ACP a déjà mis en évidence la relation d'anti-corrélation entre les nitrates et les sulfates.

Toujours concernant la conductivité, on observe, dans la suite du log, un second pic localisé entre 55 et 70 m de profondeur. A la fin du log, on constate que la conductivité diminue, parallèlement à une diminution des concentrations en Calcium, magnésium et les sulfates. Seules les teneurs en nitrates présentent un comportement inverse avec des concentrations en nitrates plus importantes au fond du puits. Parmi les éléments mineurs on constate, aussi une augmentation de la teneur en fer. On rappelle que l'origine du fer dans l'eau peut provenir de la dissolution des minéraux contenant du fer, comme la biotite, ou de la réduction d'oxyhydroxyde de fer présent dans le milieu ou de l'oxydation de pyrite. Au-delà de 80 m on peut supposer que l'on a une arrivée d'eau faiblement minéralisée qui tend à diluer légèrement l'eau présente au-dessus.

Parmi tous les échantillons, celui prélevé à 80 m (F28g) n'est pas le seul à avoir des concentrations en fer total importantes puisque des teneurs plus importantes ont été mesurées dans F31, F35 et F36. L'origine est très certainement liée à la dissolution plus importante de minéraux ferro-magnésiens comme la biotite, minéraux constituant du granite et des micaschistes ou à la dissolution de la pyrite par oxydation.

Jusqu'à présent nous n'avons pas pris en compte l'évolution de la silice en fonction de la profondeur. On rappelle que l'origine de la silice est unique et provient de l'altération des minéraux. Globalement on constate que les teneurs en silice augmentent légèrement en fonction de la profondeur avec un pic vers 45-50 m. Ce comportement peut mettre en évidence la contribution d'eaux de plus en plus concentrées en silice suite à une altération des minéraux plus importante. Ce pic de silice observée vers 45-50 m nous indique la présence d'une arrivée d'eau plus concentrée en silice dont l'origine peut être attribuée soit à des temps de circulation plus longs dans le milieu soit à la présence de conditions d'altérations plus favorables. Contrairement aux autres majeurs, l'évolution en silice ne présente pas de variations brutales et augmente régulièrement en fonction de la profondeur. Cela laisse supposer que l'eau arrivant en profondeur a circulé longtemps dans le milieu.

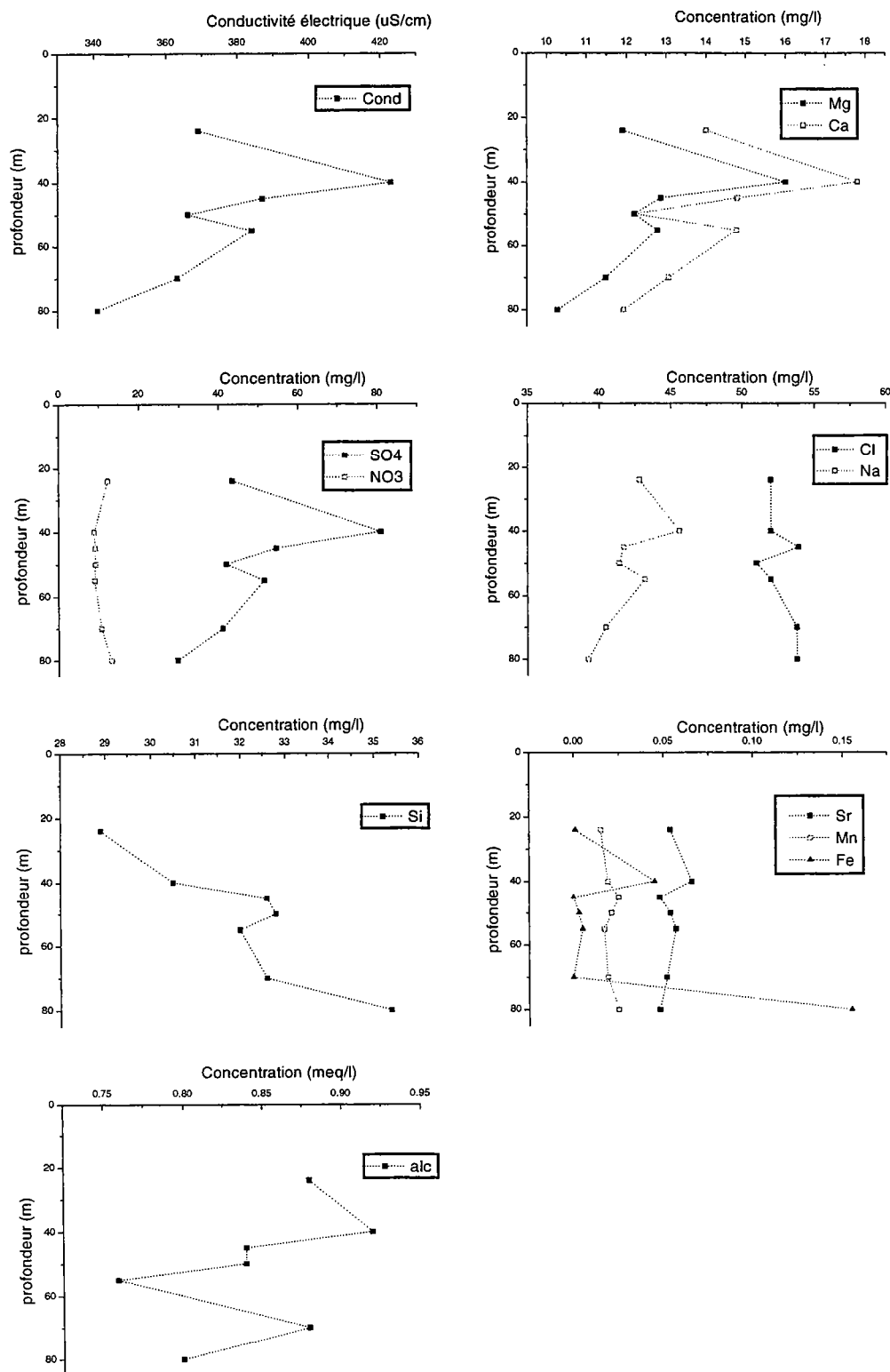


Figure II 25 : Représentation de C.E, alc, Ca, Mg, Na, Cl, NO₃, SO₄, Fe, Al et Mn en fonction de la profondeur dans le forage F28 (analyses de juin 1996).

Cette première analyse des résultats, nous a permis de mettre en évidence deux groupes de qualités d'eau dans notre système. De plus les analyses réalisées dans F28 nous ont montré la présence d'arrivées d'eaux de qualités différentes. Il nous faut maintenant essayer d'identifier le ou les processus chimiques, à l'origine des deux groupes d'échantillons d'eaux.

3.3.2 Discussion : mise en évidence des origines des différentes eaux souterraines du site.

Pour un échantillon d'eau donné, le calcul des équilibres thermodynamiques à partir des résultats analytiques, permet de caractériser l'état de saturation de l'eau par rapport aux minéraux. Ces calculs ont été réalisés grâce au logiciel WATEQQ, développé par Truesdell and Jones (1973) (voir aussi Appelo et Postma, 1993). Nous avons reporté dans le Tableau II 16, une sélection d'échantillons d'eau du groupe A et B, de l'eau pompée PE et une sélection d'échantillons d'eau de surface pour la campagne d'échantillonnage de septembre 1996.

Les saturations vis-à-vis du quartz, de la calcédoine, de la kaolinite et de la gibbsite ($\text{Al}(\text{OH})_3$), ainsi que de la pression partielle du gaz carbonique permettent de comparer les caractéristiques des deux groupes d'eaux souterraines avec celles de l'eau de pluie et celles de l'eau pompée, Pe.

	Pluie	F30b	Groupe A F9	F20b	Pe	MF2	Groupe B F28g	F36b
Log(IAP/KT) Quartz	-0,21	0,66	0,74	0,89	0,81	0,80	0,94	0,95
Log(IAP/KT) calcédoine	-0,73	0,14	0,2	0,35	0,28	0,35	0,41	0,42
Log(IAP/KT) kaolinite	-	1,07	2,34	2,19	3,81	2,64	4,39	3,33
Log(IAP/KT) gibbsite	-	-0,27	0,3	0,08	0,95	0,3	1,11	0,57
Log(IAP/KT) pCO_2	-2,83	-1,53	-1,4	-1,39	-1,94	-1,84	-1,55	-1,75

Tableau II 16 : Résultats des états de saturations, calculés à partir du logiciel Wateqq. L'échantillon 'eau de pluie' a été prélevé lors de la mission de mai 1997. Les autres échantillons font partis de la mission de septembre 1996.

Tous les échantillons prélevés sont :

- sous-saturés vis à vis des minéraux : dolomites, gypse, aragonite, sidérite, rhodochrosite et cépiolite.
- proches de l'équilibre chimique ou légèrement sursaturés vis à vis de :
 - silice et calcédoine (SiO_2).
 - gibbsite ($\text{Al}(\text{OH})_3$).
 - kaolinite (produit de l'hydrolyse).
- sursaturés vis à vis du gaz CO_2 atmosphérique.

3.3.2.1 Saturation de l'eau vis à vis du gaz carbonique atmosphérique.

Dans l'atmosphère on peut prendre en compte une pression partielle de gaz carbonique égale à $10^{-3.5}$ atmosphères. Ce gaz dissous dans l'eau, se transforme en acide carbonique (H_2CO_3). Cet acide se transforme en fonction du pH avec des cinétiques très rapides (Stumm et Morgan, 1981) en ions bicarbonates (HCO_3^- : $5 < \text{pH} < 8,3$) ou en ions carbonates (CO_3^{2-} , $\text{pH} > 8,3$).

Les valeurs de pCO_2g calculées grâce au logiciel WATEQQ indique que l'eau de pluie a une valeur proche de celle du gaz carbonique dans l'atmosphère, ce qui est logique puisque cette eau a été au contact de l'atmosphère. Par contre, les eaux souterraines : Pe et les échantillons du groupe A et B ont des teneurs (Tableau II 17) assez proches en gaz carbonique mais supérieures à celles de l'atmosphère. Par conséquent ces échantillons et en particulier les échantillons du groupe A sont enrichis en gaz carbonique. La Figure II 26, où nous avons comparé la teneur en carbone inorganique total (TIC) dissous dans l'eau avec la pression partielle de gaz carbonique véhiculé par l'eau, permet de préciser cette observation. On rappelle que le TIC est défini par :

$$\text{TIC} = (\text{H}_2\text{CO}_3) + (\text{HCO}_3^-) + (\text{CO}_3^{2-}) \text{ (concentrations exprimées en mmoles/l)}.$$

Le groupe A et le groupe B ont des valeurs de TIC comparables mais on note que le groupe A est enrichi systématiquement en gaz carbonique par rapport au groupe B.

En l'absence de roches carbonatées, le gaz carbonique a une origine biologique prédominante. Deux hypothèses sont émises pour expliquer ce phénomène : 1) l'influence de la biosphère est plus marquée dans les eaux du groupe A, 2) la teneur en gaz carbonique a diminué dans les échantillons d'eau du groupe B soit par dégazage, soit par consommation bactérienne. En effet les bactéries comme *Thiobacillus Dénitrificans* métabolisent du CO_2 et le transforme en sucres.

N°	qualité	prof (m)	TIC (m.mol/l)	log(pCO ₂)
F6	A	-60	3,6	-1,17
F7	A	-55	1,9	-1,57
F9	A	-70	2,28	-1,4
F11	B	-90	2,53	-1,46
F13	A	-100	1,83	-1,81
F17	B	0	2,55	-1,46
F19	A	-75	2,54	-1,38
F20a	A	-20	1,52	-1,59
F20b	A	-30	2,36	-1,39
F20c	A	-50	2,06	-1,45
F20d	A	-80	2,29	-1,39
F21	A	-60	2,43	-1,49
F28a	B	-22	2,34	-1,5
F28b	B	-40	2,22	-1,55
F28c	B	-45	2,02	-1,6
F28d	B	-50	2,13	-1,55
F28e	B	-55	1,96	-1,59
F28f	B	-70	2,33	-1,5
F28g	B	-80	2,09	-1,55
F29	B	-50	1,15	-2,01
F30a	A	-20	2,11	-1,43
F30b	A	-80	1,7	-1,53
F31	B	-70	2,13	-1,61
F32	B	-70	1,93	-1,66
F34	A	-60	2,06	-1,47
F35a	A	-60	2,28	-1,48
F35b	A	-125	2,02	-1,52
F36a	B	-20	1,65	-2,06
F36b	B	-24	1,96	-1,75
Lan	A	0	2,04	-3,9
MF1	B	-25	1,89	-1,69
MF2	B	-20	1,68	-1,84
PE	B	-100	1,61	-1,94
Rui	A	0	1,98	-2,8

Tableau II 17 : Calculs des valeurs de TIC et de pCO₂ dans les échantillons de la mission de mai 1997.

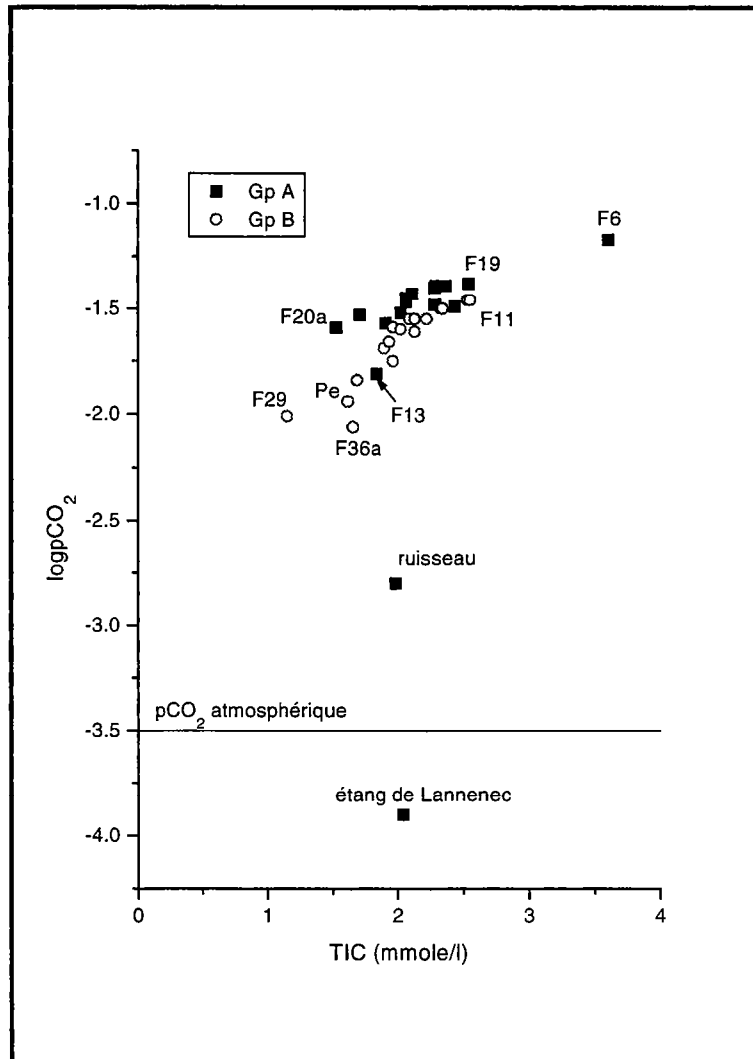


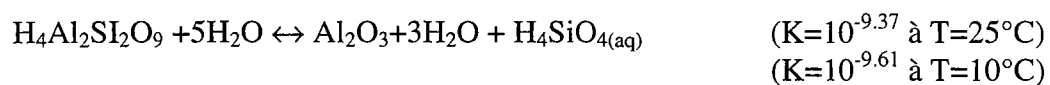
Figure II 26 : Représentation du TIC en fonction de LogpCO₂ pour les échantillons de la mission de septembre 1996.

3.3.2.2 *Hydrolyse.*

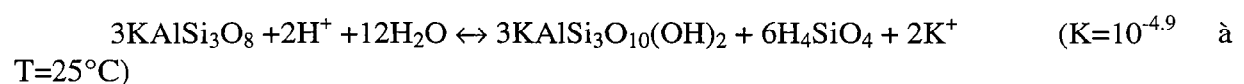
Nous avons reporté les échantillons d'eau dans le diagramme de phase du système K₂O/Al₂O₃/SiO₂/H₂O.

La figure 10 est construite en considérant les équilibres chimiques suivants à P=1atm, T=25°C et T=10°C : (le détail de toutes les réactions intervenant dans l'altération des feldspaths potassiques a été reporté en annexe)

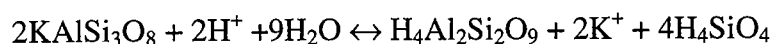
Limite Gibbsite-Kaolinite :



Limite Felspath-Mica :



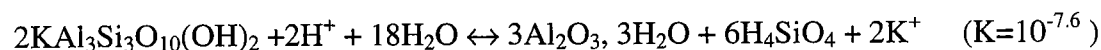
Limite Felspath-Kaolinite :



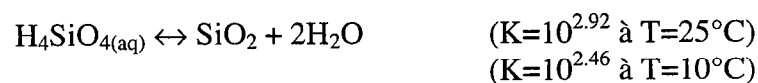
Limite Mica-Kaolinite :



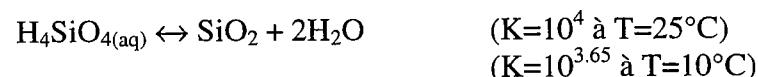
Limite Mica-Gibbsite :



Limite $\text{H}_4\text{SiO}_{4(\text{aq})}$ - SiO_2 amorphe :



Limite $\text{H}_4\text{SiO}_{4(\text{aq})}$ -quartz :



On constate que tous les échantillons se trouvent dans le domaine de stabilité de la kaolinite (Figure II 27). Cela est en accord avec la présence d'une carrière de Kaolin se trouvant à un kilomètre au sud du site de Kermadoye. D'autre part, Le groupe B est plus évolué chimiquement que le groupe A vis-à-vis de l'hydrolyse des silicates.

Pour mettre en évidence l'influence de l'hydrolyse sur la qualité de nos échantillons, nous avons construit des graphes dont la théorie est décrite par Paulson A. J., 1997. Dans ces graphes sont reportés, en ordonnée, l'élément dont l'origine peut être multiple, et en abscisse, un élément conservatif.

Parmi tous les éléments analysés, nous considérons que la silice provient uniquement de l'altération des minéraux et n'est impliquée dans aucune autre réaction chimique. Ainsi nous avons représenté, Figure II 28, l'évolution des éléments majeurs en fonction de la silice. Cette hypothèse sur l'origine unique de la silice permet de faire une première description qualitative des deux groupes d'eaux souterraines du site de Kermadoye. D'un point de vue qualitatif, le cycle de la silice est complexe. Par exemple, D. Fortin et J. J. Beveridge, 1997 ont montré que la silice pouvait être associée aux constituants des parois de certaines bactéries, telles *Thiobacillus Denitrificans* et que ces bactéries peuvent catalyser la précipitation de silice amorphe. Par conséquent, la teneur en silice dans l'échantillon d'eau ne constitue sûrement pas 100% de la silice d'origine lithologique. Pour chaque représentation, nous avons fait la distinction entre les eaux du groupe A et les eaux du groupe B :

- pour les eaux du groupe B : l'alcalinité et les concentrations en cations Na, Mg, Ca, et SiO_2 , sont plus importantes que pour les eaux du groupe A. Une telle évolution a été présentée précédemment et fait apparaître clairement que les eaux du groupe B sont, de par leur histoire dans le milieu, d'avantage influencés par l'altération des minéraux.

- d'après cette représentation, on constate que les éléments qui varient le plus, à la fois, au sein de chaque groupe et entre les deux groupes sont les chlorures, les nitrates et les sulfates. De par leurs concentrations, ces trois éléments contribuent, pour tous les échantillons, à plus de 50% de la teneur totale en ions dissous.

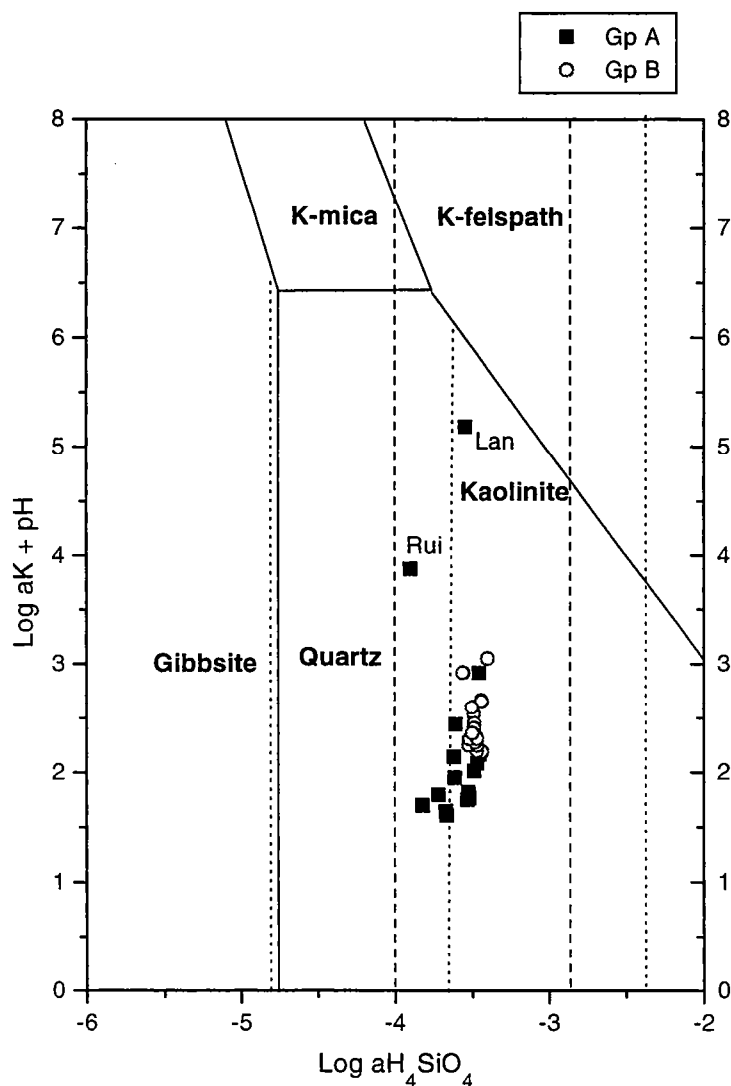


Figure II 27 : Représentation des échantillons (mission septembre 1996) dans un système thermodynamique $K_2O/Al_2O_3/SiO_2/H_2O$ (d'après Garrels et Christ, 19). En trait plein sont reportées les limites calculées à $T=25^\circ\text{C}$ et en pointillé les limites calculées à $T=10^\circ\text{C}$.

3.3.2.3 *Origine des Chlorures.*

Les chlorures sont des éléments considérés comme conservatifs durant leur transfert dans le milieu, c'est à dire qu'ils sont peu impliqués dans les processus décrits précédemment sauf en ce qui concerne les processus de mélange.

Les chlorures dans les eaux souterraines du site de Kermadoye peuvent avoir plusieurs origines :

- 1) atmosphérique : les chlorures peuvent être apportés par l'eau de pluie.
- 2) marine : le réseau de fractures peut contenir des fractures en relation directe avec l'eau de mer puisque le site est à 5000 m de l'océan et que le débit pompé est supérieur à 120 m³/h.
- 3) anthropique : les engrais agricoles ou les pesticides, peuvent contenir des chlorures (engrais potassique, KCl).
- 4) accumulation au fond des aquifères : certains anions, comme les chlorures, peuvent s'accumuler dans les zones profondes des aquifères, augmentant ainsi superficiellement les teneurs en chlorures de ces eaux souterraines. Ce phénomène pourrait être dû à un trajet préférentiel des anions dans les aquifères (Hem, 1985).

La comparaison avec les bromures (Br) (Figure II 29) permet de distinguer l'origine anthropique des autres origines. Les ions bromures ont été analysés lors de la campagne de prélèvement qui a eu lieu en mai 1997. Les ions bromures sont des constituants de l'eau de mer et ils sont peu impliqués dans des réactions chimiques (P. A. Cox, 1995). Ils sont aussi utilisés dans la fabrication des produits de l'industrie pétrolière et peuvent donc avoir une origine liée à cette activité anthropique. Ainsi la relation entre ces deux éléments va nous indiquer si les chlorures contenus dans les échantillons d'eau proviennent uniquement de la mer ou si une part d'entre eux a été apportée par une pollution.

On constate, d'après la Figure II 29, une bonne corrélation entre ces deux éléments. Une courbe de régression linéaire a été calculée à partir de tous les échantillons à l'exception de ceux prélevés dans les puits F6 et F36 qui du fait d'une pollution n'ont pas le même comportement que les autres. L'équation suivante a été obtenue avec un coefficient de corrélation de 0,916.

$$[\text{Cl}] = 294.[\text{Br}] - 0,141 \quad R=0,916$$

Le comportement particulier de ces deux éléments nous indique que les ions chlorures et bromures ont une origine marine commune.

Par conséquent dans la plupart des échantillons d'eaux souterraines du site de Kermadoye, les chlorures ont une origine atmosphérique ou/et marine. Cependant F6, F20 et F36 (mission mai 1997) sont en dehors de cette tendance. Ces échantillons pourraient contenir une proportion notable de chlorures d'origine anthropique. Ce résultat montre que les chlorures anthropiques ne représentent qu'un très faible pourcentage des chlorures présents dans les eaux souterraines de Kermadoye.

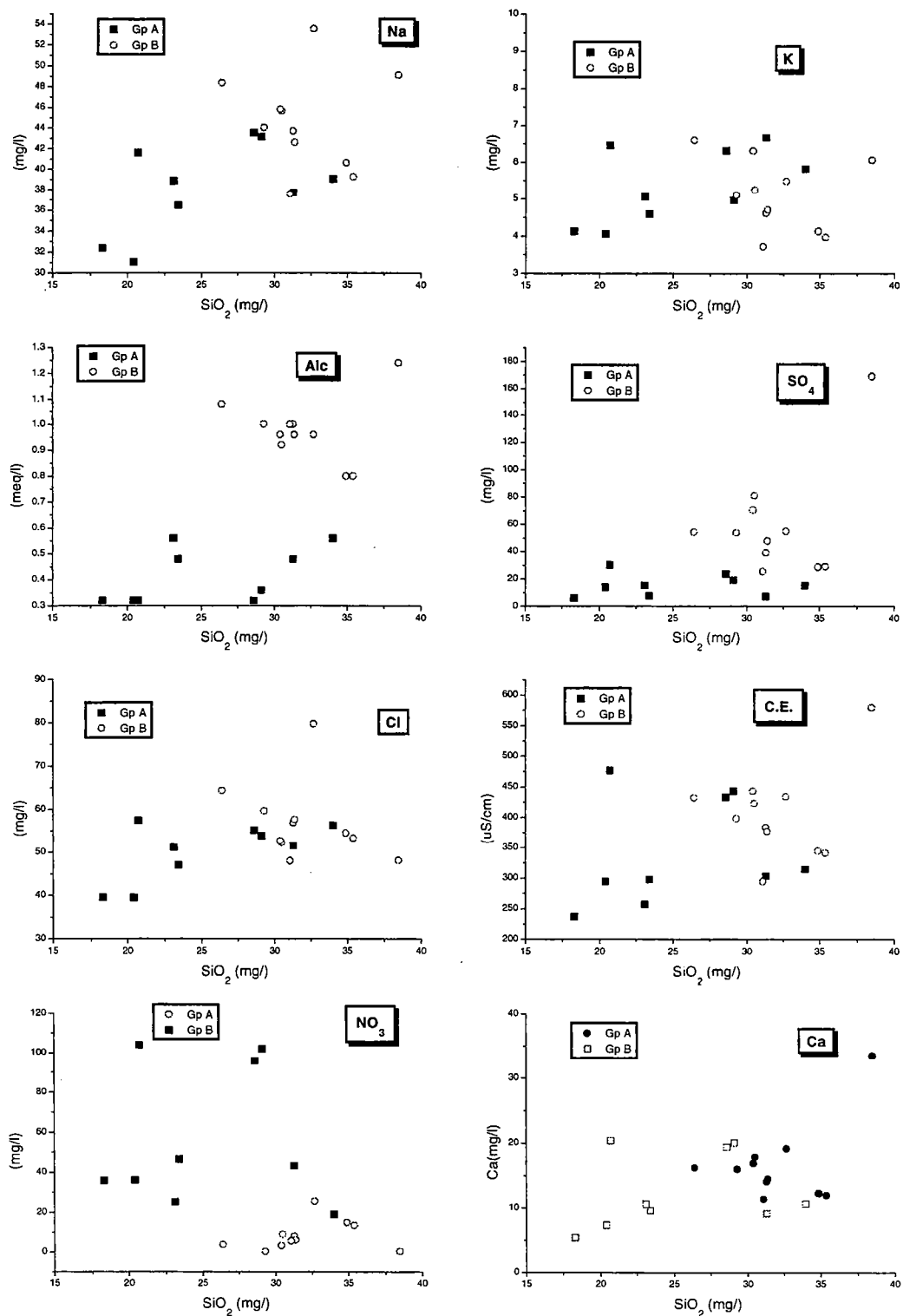


Figure II 28 : Propriety-propriety plot : évolution des majeurs en fonction de la silice (mission de septembre 1996). Les précisions des analyses sont présentées dans le Tableau II 12.

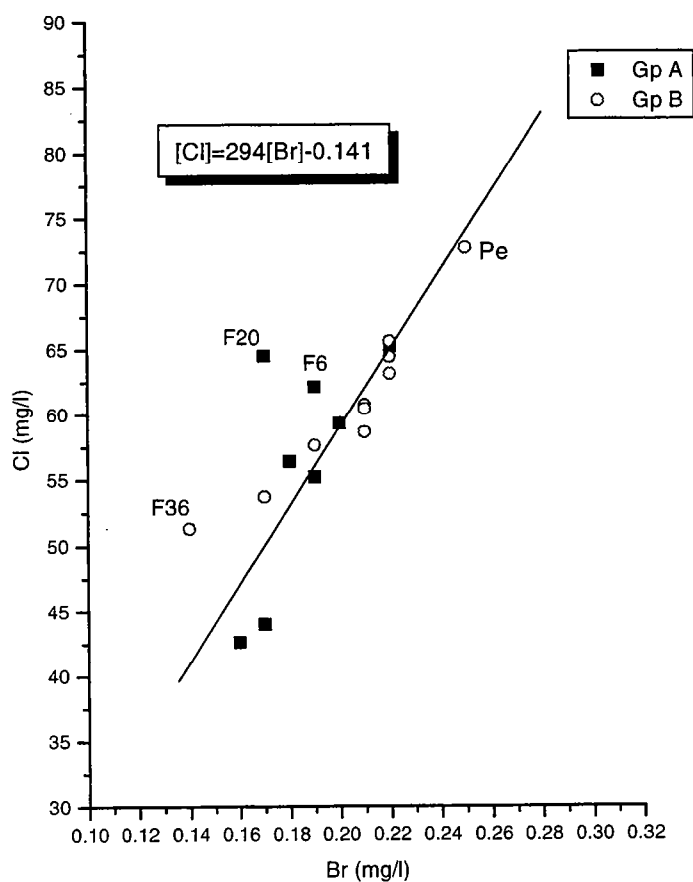


Figure II 29 : Relation entre les ions Bromures et Chlorures (mission mai 1997).

En utilisant un modèle simple de mélange, on peut mettre en évidence la part d'intrusion d'eau de mer vraie dans l'origine 'marine' des chlorures. Considérons que les échantillons d'eau (autres que F6; F20 et F36) sont un mélange entre de l'eau de pluie et une eau de mer, on a donc :

$$[Cl]_{ech} = x[Cl]_{pluie} + (1-x)[Cl]_{mer}$$

$$x = \frac{[Cl]_{ech} - [Cl]_{pluie}}{[Cl]_{mer} - [Cl]_{pluie}}$$

Les concentrations sont exprimées en mg/l et x représente la fraction 'eau de mer' présente dans l'échantillon d'eau.

Le Tableau II 18 présente les résultats de ce calcul pour la mission de mai 1997. On rappelle que l'eau de mer a une composition chimique relativement uniforme. Pour réaliser ce calcul, nous avons utilisé une valeur moyenne d'eau de mer naturelle (A. Aminot et M.

Chaussepied, 1983), $[Cl]=19353$ mg/l. Nous avons utilisé la valeur de l'eau de pluie, échantillonnée lors de la mission de mai 1997 $[Cl]=9,6$ mg/l comme valeur moyenne de la pluie sur la zone. Ce modèle n'a pas d'autres ambitions que de distinguer une intrusion éventuelle d'eau de mer dans le système de Kermadoye.

Echantillons	Fraction (%)
pluie	0
F30	0,18
F28b	0,25
F28g	0,26
MF1	0,25
F35	0,29
MF2	0,23
F36	0,22
Rui	0,15
F34	0,24
F11	0,29
F7	0,26
F17	0,28
Pe	0,33
F31	0,28
F29	0,26
F9	0,17
F19	0,24
F20	0,27
F6	0,28
Lan	0,63
Rulan	0,31
F21	0,73

Tableau II 18 : Calcul de la fraction salée dans les échantillons de Kermadoye (septembre 1996).

Les résultats obtenus nous montrent que la part d'intrusion d'eau de mer est négligeable dans le système de Kermadoye où l'eau pompée, Pe contient une fraction 'eau de mer' égale à 0,3%. Il est difficile de différencier entre une origine intrusion eau de mer et une origine sous forme d'accumulation des chlorures au fond de l'aquifère. F21 est un cas particulier d'eau souterraine échantillonnée dans un piézomètre situé à 2000 m de la zone de pompage. F21 a une fraction d'eau de mer $f=0,7\%$ comparable à celle de l'étang de Lannenec ($f=0,63\%$) situé à proximité de l'océan. Dans le cas de F21, nous considérons que l'hypothèse d'une petite intrusion d'eau de mer dans certaines fractures n'est pas déraisonnable.

Les chlorures semblent être d'origine atmosphérique pour la plupart des échantillons d'eaux sauf pour F6, F36 et F20 pour lesquels, les chlorures peuvent avoir plusieurs origines : atmosphérique et anthropique.

3.3.2.4 Mise en évidence du processus de dénitrification.

Les sulfates dissous dans les eaux souterraines peuvent avoir des origines similaires à celles des chlorures. Les sulfates sont des constituants de l'eau de mer non négligeables, ils apparaissent dans la composition chimique des engrais et peuvent aussi provenir d'aérosols d'origine industrielle dans l'atmosphère (Cox, 1995). Contrairement aux chlorures, les sulfates sont impliqués dans les processus biochimiques de dénitrification (oxydation de la pyrite ou des sulfures présents dans le milieu souterrain), on observe alors un excès (une production) des sulfates ou bien ils peuvent servir comme oxydants dans les milieux très réducteurs, dans ce cas, les sulfates sont consommés et la teneur en sulfates est appauvrie dans les échantillons.

Pour essayer de distinguer entre les différentes sources de sulfates, nous avons utilisé une méthode qui permet de contrôler l'unicité d'une source : les rapports des éléments sont calculés et comparés à des rapports références, caractéristiques d'une source.

Dans notre cas, pour contrôler l'origine atmosphérique des sulfates nous avons choisi comme élément conservatif les chlorures.

3.3.2.4.1 Calcul de l'enrichissement :

L'origine unique des chlorures ayant été vérifiée, nous avons calculé le rapport $\left(\frac{SO_4}{Cl}\right)_{ech}$ et reporté ce dernier en fonction d'un élément chimique comme la silice.

Dans le cas où les sulfates proviennent uniquement d'une source atmosphérique, le rapport précédent devrait être constant et égal à un.

On observe, Figure II 30, que ce rapport n'est pas constant et varie de manière assez importante suivant les échantillons. Nous distinguons trois zones remarquables :

- une première zone où l'enrichissement en sulfates est proche de un. Seuls certains échantillons d'eaux souterraines du groupe A se trouvent situés dans cette zone. Il s'agit de F30, F9, F7, F34.

- une deuxième zone où l'enrichissement en sulfates est compris entre 1 et 4. Dans cette zone sont regroupés des échantillons du groupe A, marqués par une influence anthropique (voir paragraphe 3.3.2.3). Il s'agit de F6, F20, F7 et F9 et des échantillons du groupe B comme MF2, F28G et F29.

- une troisième zone où l'enrichissement en sulfates est supérieur à 4. Tous les échantillons du groupe B apparaissent dans cette zone à l'exception de MF2, F28G et F29.

Aucun échantillon d'eau ne présente un appauvrissement en sulfates. La source éventuelle des sulfates dans l'eau souterraine du site de Kermadoye peut se résumer de la façon suivante (Tableau II 19) :

Source de SO_4	Groupe A	Groupe B
Atmosphérique	oui	oui
Anthropique	oui	oui
biogéochimique	peu importante	oui

Tableau II 19 : Origines des sulfates dans les échantillons.

3.3.2.4.2 Production de sulfates par voie biogéochimique.

Les résultats de l'analyse en composantes principales, réalisée sur la mission de septembre 96, faisaient apparaître un comportement anti-corrélé des nitrates avec les sulfates. Ces résultats sont confirmés par la représentation graphique des sulfates versus nitrates de la mission de mai 97 (Figure II 31).

Ce comportement particulier a été observé, latéralement dans le système de Kermadocyte en considérant un grand nombre d'échantillons ainsi qu'en fonction de la profondeur dans le forage F28 (Figure II 25).

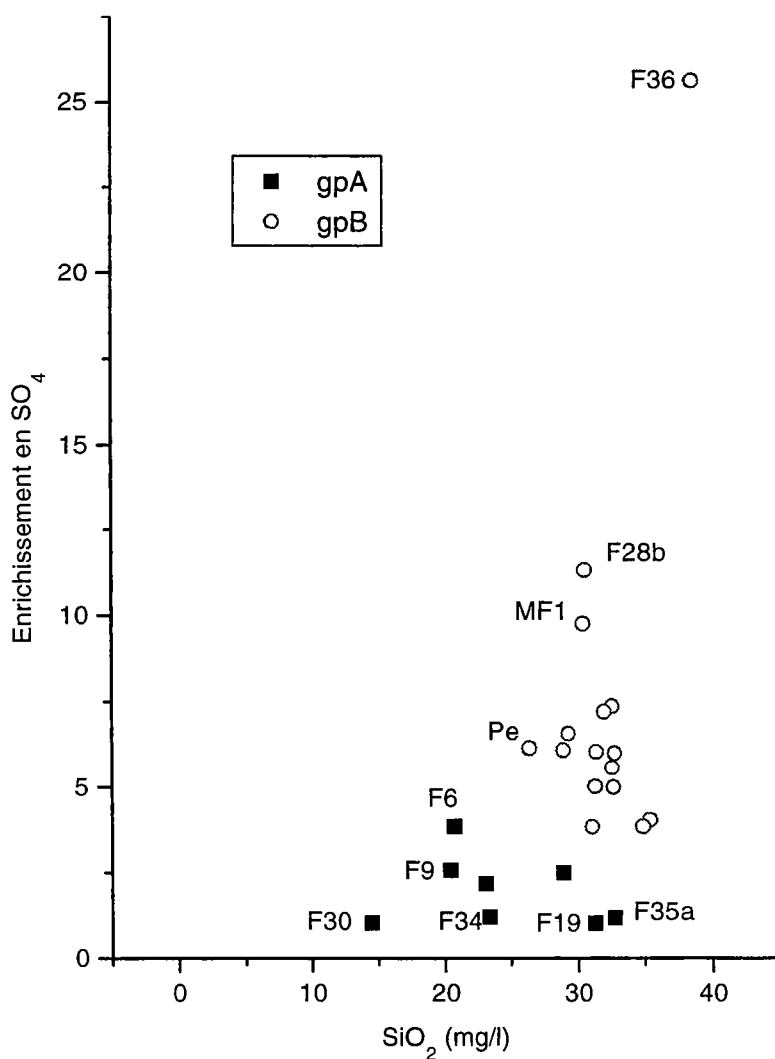


Figure II 30 : Enrichissement en SO_4 par rapport à l'apport atmosphérique, des échantillons prélevés lors de la mission de septembre 1996.

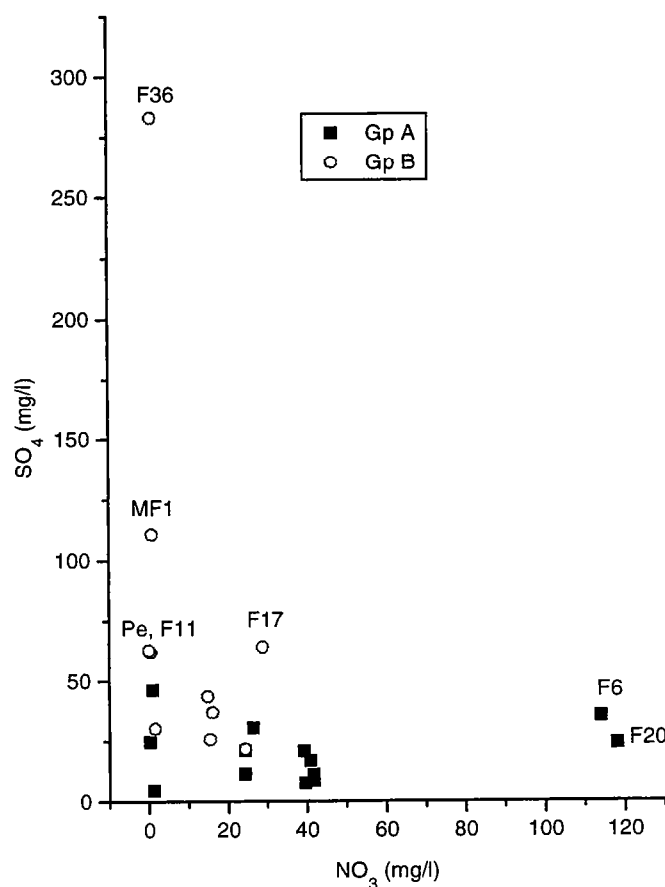


Figure II 31 : Relation entre les sulfates et les nitrates (mission de mai 1997).

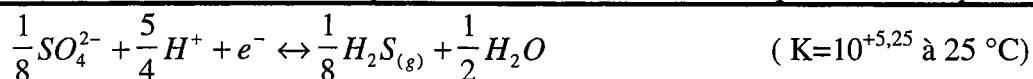
Les nitrates sont des éléments solubles d'origine anthropique ou produit par l'activité biochimique dans les sols (dégradation de la matière organique). En l'absence d'oxygène, les nitrates deviennent l'oxydant le plus important dans le milieu et sont impliqués dans des réactions redox de dégradation de la matière organique ou d'oxydation de la pyrite et/ou des silicates de fer (Postma et al, 1991, Mariotti, 1986, Rodelspager, 1989, Frind et al, 1990).

Tout ce qui précède amène à poser la question suivante : quelles sont les conditions redox dans les échantillons d'eau de Kermadocyte ?.

Stumm et Morgan, 1981, développent deux approches pour décrire les conditions redox dans les systèmes naturels :

- 1) mesure du potentiel d'oxydoréduction Eh en volts dans les échantillons d'eau (par comparaison avec une électrode normale à hydrogène).
- 2) étude des espèces chimiques caractéristiques des milieux redox.

La mesure de potentiel Eh est difficile à réaliser techniquement. Par ailleurs nous ne disposons pas d'information sur la teneur en O₂ dissous dans les échantillons d'eaux souterraines de Kermadoc. Toutefois, nous pouvons estimer par le calcul la valeur de Eh à partir des analyses chimiques réalisées sur les échantillons d'eaux. A partir d'un exemple d'application tiré de Stumm et Morgan, 1981, nous considérons l'équilibre chimique suivant :



$pe = -\log(e^-)$ (e^-) exprimé en activité.

$$pe = 5,25 - \frac{5}{4}pH + \frac{1}{8}\log(SO_4^{2-}) - \frac{1}{8}\log(H_2S)$$

$$Eh = 0,059 \cdot pe$$

(Par souci de clarté pour le lecteur, nous discuterons des valeurs de pe plutôt que de Eh)

Dans cet exemple, Stumm et Morgan, 1981 considèrent une valeur de pression partielle de H₂S pour les échantillons d'eaux souterraines comprises entre 10⁻⁸ et 10⁻² atmosphères. Si la pression est proche de la limite supérieure, l'échantillon d'eau dégage une odeur de H₂S. Nous n'avons pas de mesures disponibles de teneurs en gaz H₂S dans nos échantillons mais un échantillon prélevé dans le piézomètre F36 (septembre 1996) dégageait une odeur de H₂S.

En appliquant les recommandations de ces auteurs et en tenant compte des effets de température, nous avons estimé un intervalle de valeurs de pe pour nos échantillons. Nous présentons les résultats de la mission de mai 1997 dans le Tableau II 20, à titre d'exemple.

N°	pH	SO ₄ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)	T (°C)	logK(T)	pe (pH ₂ S : 10 ⁻² atm)	pe (pH ₂ S : 10 ⁻⁸ atm)
F9	5,57	13,9	12,8	13,2	5,02	-1,69	-0,94
F30	5,7	7,6	15,5	13,7	5,03	-1,85	-1,1
F20	5,49	23,8	17,8	13,8	5,03	-1,58	-0,83
F6	5,22	35,1	20,7	13,7	5,03	-1,25	-0,5
F21	6,53	46,3	21,2	14,6	5,05	-2,87	-2,12
F34	5,86	11,2	21,9	13,5	5,03	-2,05	-1,3
F7	5,67	20,8	22,3	12,9	5,01	-1,83	-1,08
MF2	6,28	30,2	25,9	14	5,04	-2,57	-1,82
MF1	6,4	110,7	26	14,6	5,05	-2,7	-1,95
F28g	6,02	21,6	26,5	14,9	5,05	-2,22	-1,47
F11	6,26	62,2	28,4	16,2	5,08	-2,5	-1,75
Pe	6,66	62,9	29,7	16,5	5,09	-2,99	-2,24
F36	6,3	283	30,8	14	5,04	-2,59	-1,84
F19	5,64	8,6	31,3	13,4	5,02	-1,78	-1,03
F28b	6,81	43,4	31,7	15,2	5,06	-3,2	-2,45
F35	5,85	11,4	32	14,3	5,04	-2,02	-1,27
F31	6,24	35,5	32	16,8	5,09	-2,46	-1,71
F17	6,26	64,2	34,5	15,2	5,06	-2,52	-1,77
F29	6,52	36,8	34,6	16,2	5,08	-2,82	-2,07

Tableau II 20 : Calcul de pe pour différentes valeurs de pression partielle de H₂S.

Les valeurs de pe sont comparables pour le groupe A et le groupe B. Elles sont comprises entre -3,2 et -1,25 pour une pression de 10^{-2} atm et entre -2,45 et -0,5 pour une pression de 10^{-8} atm. Toutefois en représentant graphiquement ces valeurs en fonction de la silice, on note que les échantillons du groupe A ont des valeurs de pe plus fortes que ceux du groupe B, indiquant que les échantillons du groupe A sont dans des conditions réductrices moins importantes (Figure II 32).

La localisation des échantillons d'eaux souterraines dans un diagramme pe/pH du système $SO_4-S_{(solide)}-H_2S$ montrent que les conditions redox du milieu sont proches des conditions réductrices. Les échantillons sont situés près de la limite H_2S-SO_4 .

Enfin à partir de l'estimation de pe et des mesures de pH , il est possible d'estimer les teneurs en oxygène dissous, présentes dans la phase liquide. La Figure II 33 permet de montrer que la quantité d'oxygène dans les eaux souterraines de Kermadocyte doit être très faible ($pO_2 < 10^{-30}$ atm). Par conséquent, on peut considérer que les nitrates sont probablement l'oxydant le plus important dans ce système.

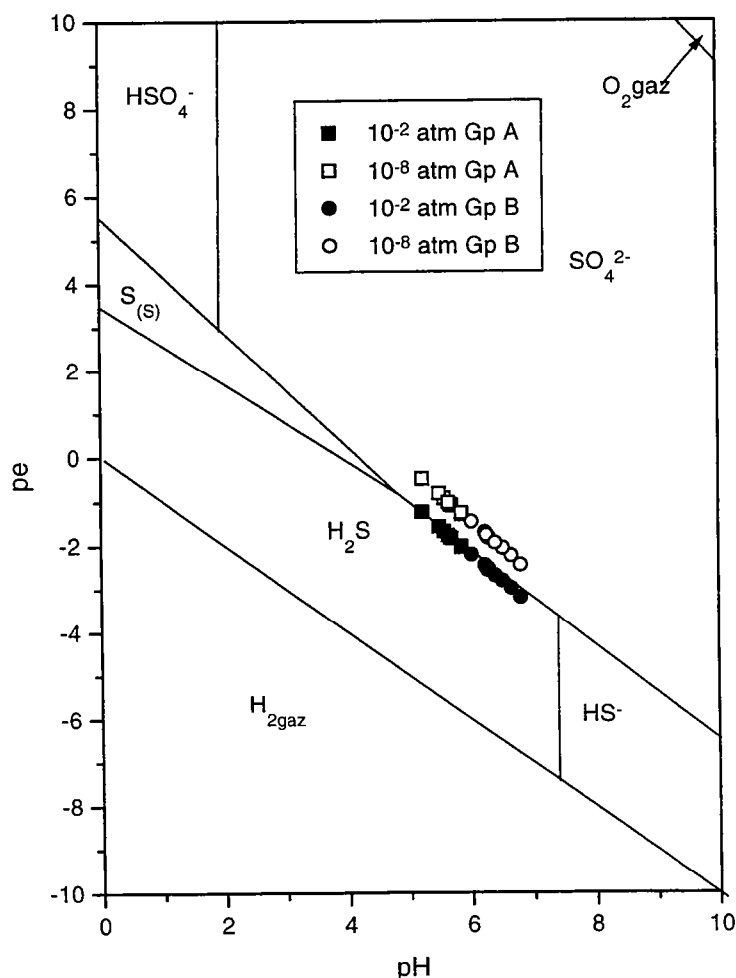


Figure II 32 : Représentation des échantillons dans un diagramme pe/pH pour un système $SO_4-S_{(solide)}-H_2S$ (mission septembre 1996).

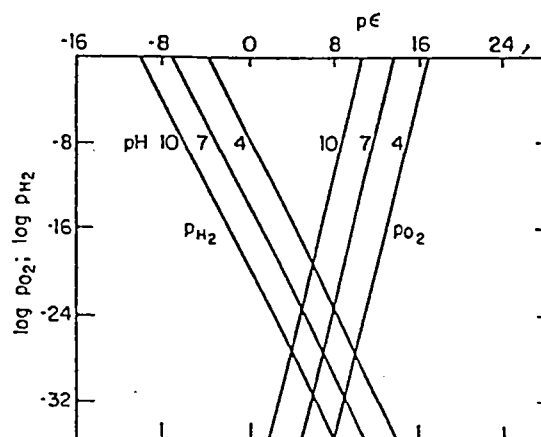
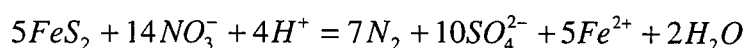
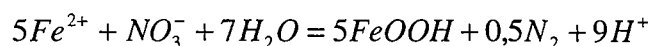


Figure II 33 : Stabilité de l'eau ($\text{H}_2\text{O}_{(l)} = \text{H}_{2(g)} + 1/2\text{O}_{2(g)}$). Pression partielle de H_2 et O_2 pour différentes valeurs de pH, en équilibre avec l'eau, d'après Stumm et Morgan, 1981.

Appelo et Postam, 1993 décrivent la réaction redox de dénitrification naturelle comme une double réaction :



Cette réaction peut être catalysée par des bactéries comme *Thiobacillus Denitrificans* (Kolle et al, 1987). Le fer ferreux libéré peut, dans le cas où des bactéries sont présentes dans le milieu, agir comme nouveau donneur d'électrons et ainsi contribuer à la dénitrification :



Cette réaction peut être catalysée par des bactéries comme *Gallionella Ferruginea* (Gouy et al, 1984). Une réaction incomplète de ce type peut se traduire par une eau riche en fer.

Si on admet que les nitrates sont l'oxydant majeur dans le système de Kermadoye, il faut rechercher quel peut être le réducteur le plus actif. En théorie, la matière organique CH_2O , les silicates de fer ou la pyrite (FeS_2) peuvent être des donneurs d'électrons. Nous ne disposons pas d'informations sur la présence de matière organique et de silicates dans les altérites et dans les fractures, mais une mission d'échantillonnage des eaux souterraines (janvier 1998) en vue de l'analyse du carbone organique dissous (COD) a donné les résultats reportés dans le Tableau II 21. Ces analyses ont été effectuées au laboratoire de Génie Industriel de Guidel(56).

	Groupe A			Pe	Groupe B			
Echantillons	F6	F9	F35		MF2	F11	F28	F36
COD (mg/l)	2,39	1,13	1,38	1,11	1,24	1,75	2,33	2,33

Tableau II 21 : Résultats des analyses de COD. La précision de ces analyses est égale à 10 %.

Les eaux souterraines ont été prélevées sous la surface piézométrique, ce qui fait que les résultats donnent une idée seulement des teneurs en carbone organique dissous dans l'eau des piézomètres. Comme on le voit d'après les analyses, ces eaux sont assez pauvres en carbone organique dissous.

Par contre en ce qui concerne la présence de sulfures dans la phase minérale solide : d'après les rapports réalisés par la société Géoarmor, de la pyrite sous la forme macroscopique, a été observée uniquement dans un seul forage, localisé à plus d'un kilomètre à l'ouest de la zone de captage (F24). La présence de ce minéral dans le granite de Ploemeur a aussi été soulignée dans les thèses de Bélion, 1978 et Vallet, 1993, dont les sujets portaient sur l'origine des Kaolins de Ploemeur. Dans ces travaux, les auteurs ont observé de la pyrite principalement dans des filons de quartz. D'autre part, des mesures de polarisation induite ont été réalisées (pp 42) dans certains piézomètres et indiquent la présence de minéraux soufrés, localisés au niveau des zones fracturées.

La dénitrification par oxydation de la pyrite nécessite la présence dans le milieu de bactéries *Thiobacillus Dénitrificans* et *Gallionella Ferugina*. Il n'existe pas d'analyses bactériologiques sur les échantillons d'eaux pour contrôler la présence de ces bactéries. Cependant, il apparaît, d'après plusieurs études, que ces bactéries restent le plus souvent accrochées à la phase solide (Landreau A. et al, 1988). Par conséquent une analyse bactériologique de l'eau n'est pas toujours révélatrice de la présence de bactéries. Il est nécessaire, en même temps d'étudier la phase solide.

Pour que la dénitrification ait lieu et que les bactéries survivent, il faut impérativement un apport continu en nitrates et une source de CO_2 . Si les teneurs en nitrates diminuent, les bactéries meurent petit à petit et le rendement de la réaction de dénitrification est plus faible. C'est pourquoi on peut penser que la qualité chimique de l'eau du groupe B résulte de l'infiltration, influencée par le pompage, d'une eau superficielle, riche en nitrates, dans des zones réductrices du réseau de fractures contenant de la pyrite.

Pour mettre en évidence le réducteur le plus important dans le système de Kermadoye, nous avons appliqué une méthode décrite par Appelo et Postma, 1993.

La contribution relative de chaque demi-réaction redox peut être estimée en multipliant la concentration en éléments chimiques dissous impliquées dans ces demi-réactions par le nombre d'électrons transférés lors de ces demi-réactions (Tableau II 22).

Réactions redox	nombre d'électrons échangés	Groupe A			Groupe B					
					B1			B2		
		F30b	F34	F20b	Pe	MF1	F28b	F36b	F28g	MF2
$\text{NO}_3 \rightarrow \text{N}_2$	5 e ⁻ : (5[NO ₃ ⁻])	2,88	3,75	8,22	0,3	0,25	0,71	0,03	1,075	0,45
$\text{CH}_2\text{O} \rightarrow \text{CO}_2$	-4 e ⁻ : (4.TIC)	6,81	8,25	9,44	6,44	7,58	8,89	7,84	5,356	6,71
$\text{S}_{\text{FeS}_2} \rightarrow \text{SO}_4^{2-}$	-7 e ⁻ : (7[SO ₄ ²⁻])	0,434	0,57	1,4	3,95	5,13	5,9	14,28	2,156	1,84
$\text{Fe}_{\text{FeS}_2} \rightarrow \text{FeOOH}$	-1 e ⁻ : (0,5. [SO ₄ ²⁻]-2[Fe ²⁺])	0,031	0,04	0,098	0,28	0,37	0,42	1,01	0,148	0,13

Tableau II 22 : d'après Appelo et Postma, 1993 : Application au système de Kermadocyte. (mission septembre 1996). Les concentrations sont exprimées en mmole/l.

Les résultats reportés Tableau II 22 montrent que la matière organique (CH₂O) et la pyrite (FeS₂) sont les deux réducteurs importants dans le système de Kermadocyte. Le processus de dégradation de la matière organique est important et uniforme dans le système de Kermadocyte.

La valeur de la contribution de CH₂O est comparable quelque soit le groupe de qualité d'eau souterraine considéré. Le processus d'oxydation de la pyrite varie en fonction du degré d'évolution chimique des échantillons d'eaux. Le processus d'oxydation de la pyrite semble peu important dans les eaux du groupe A. Son importance relative par rapport au processus de dégradation de la matière organique augmente dans les eaux du groupe B2. Il devient important pour l'eau pompée PE et il est important ou prédominant pour les eaux du groupe B1. Nous rappelons que PE et les eaux du groupe B1 sont les eaux les plus évoluées chimiquement dans le système de Kermadocyte et qu'elles ont été échantillonnées dans des piézomètres influencés directement par le pompage.

3.3.2.5 Les Traces.

3.3.2.5.1 Fe, Al :

Les calculs d'état de sursaturation présentés dans le Tableau II 16, pp 176, montraient que les eaux souterraines de Kermadocyte étaient soit en équilibre, soit sursaturées vis à vis des phases minérales, quartz et calcédoine, c'est à dire des espèces contenant de la silice et vis à vis de la gibbsite, hydroxyde l'aluminium. Comme le silicium, le fer et l'aluminium sont des constituants majeurs des silicates et il est frappant de constater l'absence ou du moins des teneurs en fer total dissous < 10⁻⁶ M dans tous les échantillons d'eaux souterraines de Kermadocyte (exception faite de F36 et F11), voir mission mai 1997 par exemple, Annexe 4.2.

La représentation graphique des eaux souterraines de Kermadocyte dans un diagramme pe-pH du système Fe/CO₂/H₂S/S (Figure II 34) apporte une réponse à l'observation précédente. Tous les échantillons d'eaux se trouvent dans le domaine de stabilité de la pyrite. Autrement dit, si du fer et des espèces soufrées se trouvent dans la phase liquide elles auront tendance à s'associer pour former des particules de pyrite FeS₂, insolubles.

Mais si on admet que la production de sulfates est due pour une partie à la réaction biochimique de dénitrification alors le fait que l'on observe un excès de sulfates dans les eaux et une quasi-absence de fer totale dissous indique certainement que le fer peut former des précipités autres que la pyrite et la sidérite (FeCO₃) ou la goethite (Fe(OH)₃) ; ces deux dernières espèces n'étant pas stables thermodynamiquement dans le système de Kermadocyte. D. Fortin et T. J. Boveridge, 1997 ont montré que les bactéries Thiobacillus Dénitrificans sont

capables de favoriser la précipitation des silicates de fer et Appelo et Postma, 1993 considèrent une précipitation de fer associée à l'oxydation de la pyrite (pp 187). Ceci explique peut-être la différence d'observation entre le fer et les sulfates dans le système de Kermadocyte.

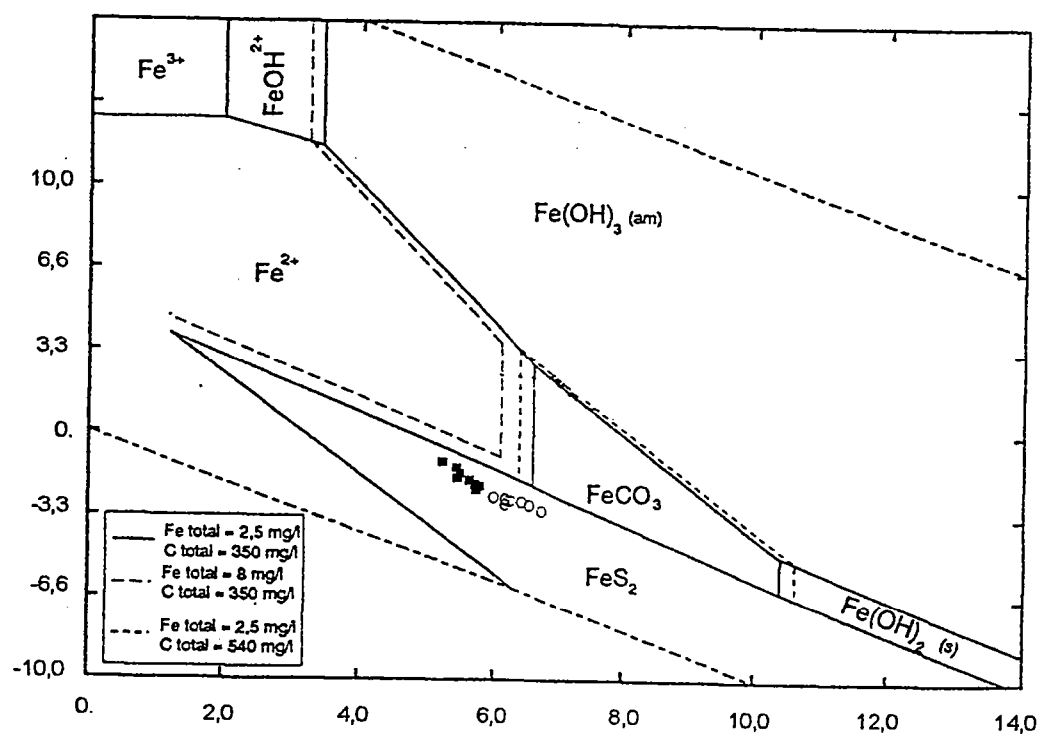


Figure II 34 : Représentation des eaux souterraines de Kermadocyte (mission de Mai 1997) dans un graphe potentiel redox (Eh)-pH. (d'après Doussant, 1997).

3.3.2.5.2 Mn, Pb, Cu, Zn :

Nous présentons dans le Tableau II 23 les concentrations en Mn, Pb, Cu et Zn d'une sélection d'échantillons prélevés lors de la mission de septembre 1996.

	Groupe A		Pe			Groupe B			
	F30b	F34	F20b		MF1	F28b	F36b	F28g	MF2
Mn	0,017	0,03	0,025	0,033	0,03	0,019	0,67	0,025	0,12
Pb	0,0016	0	0	0	0	0	0	0,0017	0
Cu	0,0001	0	0	0	0	0	0	0	0
Zn	0,058	0,0369	0,1338	0,0119	0,0535	0,0247	0,0318	0,0229	0,0099

Tableau II 23 : Concentrations en mg/l de Mn, Pb, Cu et Zn dans quelques échantillons sélectionnés.

3.3.2.5.3 Ba, Sr :

Le barium et le strontium sont des éléments qui ont un chimisme comparable à celui du calcium. Le calcium présent en solution dans les eaux souterraines de Kermadocyte a certainement plusieurs origines. Il peut y avoir une origine atmosphérique (c'est un constituant de l'eau de mer), une origine anthropique avec des processus qui s'apparentent sans doute à ceux des nitrates, une origine lithologique grâce à l'hydrolyse des plagioclases ou des apatites ($\text{Ca}(\text{PO}_4)$). Le strontium est un constituant de l'eau de mer donc celui dissous dans le système de Kermadocyte peut avoir une origine atmosphérique. Le strontium peut avoir aussi comme le calcium une origine lithologique, c'est un constituant assez commun dans les granites et il peut avoir une origine anthropique comparable à celle du calcium. Le barium n'a, au contraire, qu'une origine anthropique et une origine lithologique. Son origine lithologique vient surtout de la dissolution de minéraux comme la baryte (BaSO_4) dans notre cas sûrement presque inexistant ou parce qu'il peut remplacer le calcium dans les silicates. Donc la baryum dissous doit être influencé surtout par son origine anthropique. Tout ceci fait que le barium dissous dans les eaux souterraines de Kermadocyte est comparable aux nitrates à la différence près que le barium n'est pas ou peu impliqué dans les réactions biochimiques telles que la dénitrification.

La comparaison barium versus nitrates permet de mettre en évidence :

- la dénitrification dans les échantillons d'eau de Kermadocyte.
- une troisième qualité d'eau souterraine.

Sur la Figure II 35, les eaux du groupe A sont alignées le long d'une droite de corrélation nitrates/barium, hormis l'échantillon F35. Les eaux du groupe B présentent un comportement différent. En effet certains échantillons comme F28b ou F36 sont pauvres en nitrates ($[\text{NO}_3] > 0,5 \text{ mg/l}$) alors que leurs teneurs en barium sont diverses. Ces échantillons semblent alignés sur une horizontale. Ces points sont peut être des indicateurs de la dénitrification. Les échantillons F28g et MF2 sont alignés le long de la droite de corrélation comme les échantillons du groupe A mais ils sont très proches de l'origine des axes du graphique. Ces points sont à la fois pauvres en nitrates et en barium. Ceci indique que l'influence anthropique est faible ou négligeable.

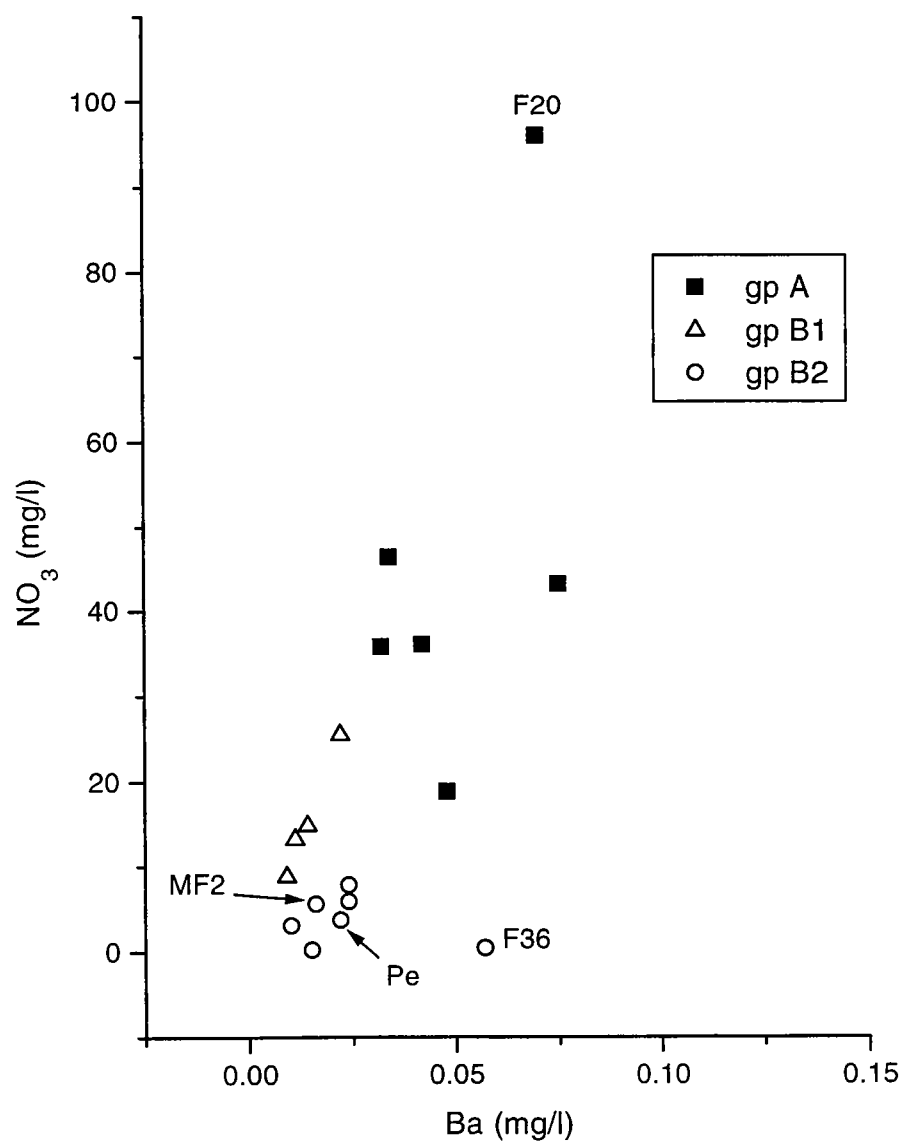


Figure II 35: Caractérisation des échantillons en fonction des nitrates et du barium.

3.3.3 Résumé et Conclusions :

La caractérisation spatiale nous a permis d'identifier dans notre système, deux qualités chimiques :

1) Groupe A :

Il s'agit d'une eau marquée principalement par un pôle atmosphérique et un pôle anthropique. Le fait que cette eau soit la plus concentrée en nitrates, nous indique qu'il s'agit d'une eau récente, non dénitrifiée. Les conditions redox sont plutôt réductrices, les teneurs en oxygène dissous sont certainement négligeables et la matière organique dissoute faiblement concentrée dans la phase liquide.

Les échantillons correspondent, pour la plupart, aux forages les plus éloignés de la zone d'exploitation et forés principalement dans du granite surmonté d'une arène granitique très argileuse. Les débits au soufflage observés lors de la foration n'ont pas dépassé 35 m³/h, nous indiquant que la zone de pegmatites très fracturées n'a pas été traversée. Parmi ces échantillons, F35 a une qualité d'eau intermédiaire avec en particulier une concentration en silice plus élevée. Ce forage a la particularité d'être situé à proximité de la zone grillagée et d'avoir été foré principalement dans des micaschistes.

2) Groupe B :

B1 :

Inclus dans le groupe B, certains échantillons comme MF2, F28g et F29 qui sont très peu influencés par le pôle anthropique. MF2 est le moins affecté par le pompage. On en a déduit que l'eau de ce forage correspond à de l'eau qui a circulé uniquement dans les altérites. Pour les autres échantillons, ils n'ont pas rencontré dans le milieu les conditions favorables pour que le processus de dénitrification se produise. On peut raisonnablement penser que l'absence de pyrite est l'élément limitant dans ce cas.

B2 :

Il s'agit de l'eau la plus évoluée chimiquement et pour laquelle l'influence du pompage a été clairement mise en évidence. Ce groupe inclut les échantillons MF1, F28b, Pe, F11, F17, F31 et F32. Les conditions sont plus réductrices, avec peu de matière organique présente dans la phase liquide. Le processus de dénitrification naturelle a été mis en évidence pour les échantillons de ce groupe. Or le processus de dénitrification nécessite des conditions particulières : un apport continu en nitrates, des conditions réductrices et la présence de pyrite. Ces eaux correspondent à des mélanges, en différentes proportions, provoqués par le pompage. D'un point de vue géologique, tout ces puits, hormis F17, ont la particularité d'avoir été forés au niveau de la zone de contact, dans des micaschistes fortement injectés de filons de granite/pegmatites. On rappelle que des arrivées d'eaux importantes sont localisées au niveau de filons de pegmatites très fracturées.

Toutes les caractéristiques de la qualité de l'eau du site de Kermadoye sont synthétisées dans le Tableau II 24 et dans la Figure II 36.

Caractéristiques physico-chimiques	Groupe A	PE	Groupe B1	Groupe B2
Température (°C)	13,33	14,9	14,8	15,4
C.E (μS/cm)	350	432	326,3	409,6
pH	5,89	6,69	6,46	6,27
Pôle atmosphérique	oui	oui	oui	oui
Cl	50,05	64,3	21,93	59,57
Pôle anthropique	oui	oui	oui	non
NO ₃	55,81	3,7	11,26	8,55
pCO _{2g}				
pO _{2g}				
COD	1,62	1,11		
Pôle lithologique - sursaturation en kaolinite, Quartz, Calcédoine, Gibbsite	oui	oui	oui	oui
Fe total	0,105	0,085	0,068	0,052
SiO ₂	24,68	26,4	33,8	30,93
dénitrification	non	oui	oui	peu importante
SO ₄	16,18	54,3	27,83	57,83
pe (pH ₂ S=10 ⁻² atm)	-1,75	-2,99	-2,53	-2,66
Influence directe du pompage	non	exploité	oui	non

Tableau II 24 : Qualité de l'eau du site de Kermadoye. Cette synthèse présente les moyennes calculées en considérant tous les échantillons de chaque groupe. Elle a été réalisée à partir des résultats de la mission de septembre 1996 (concentration moyenne en mg/l).

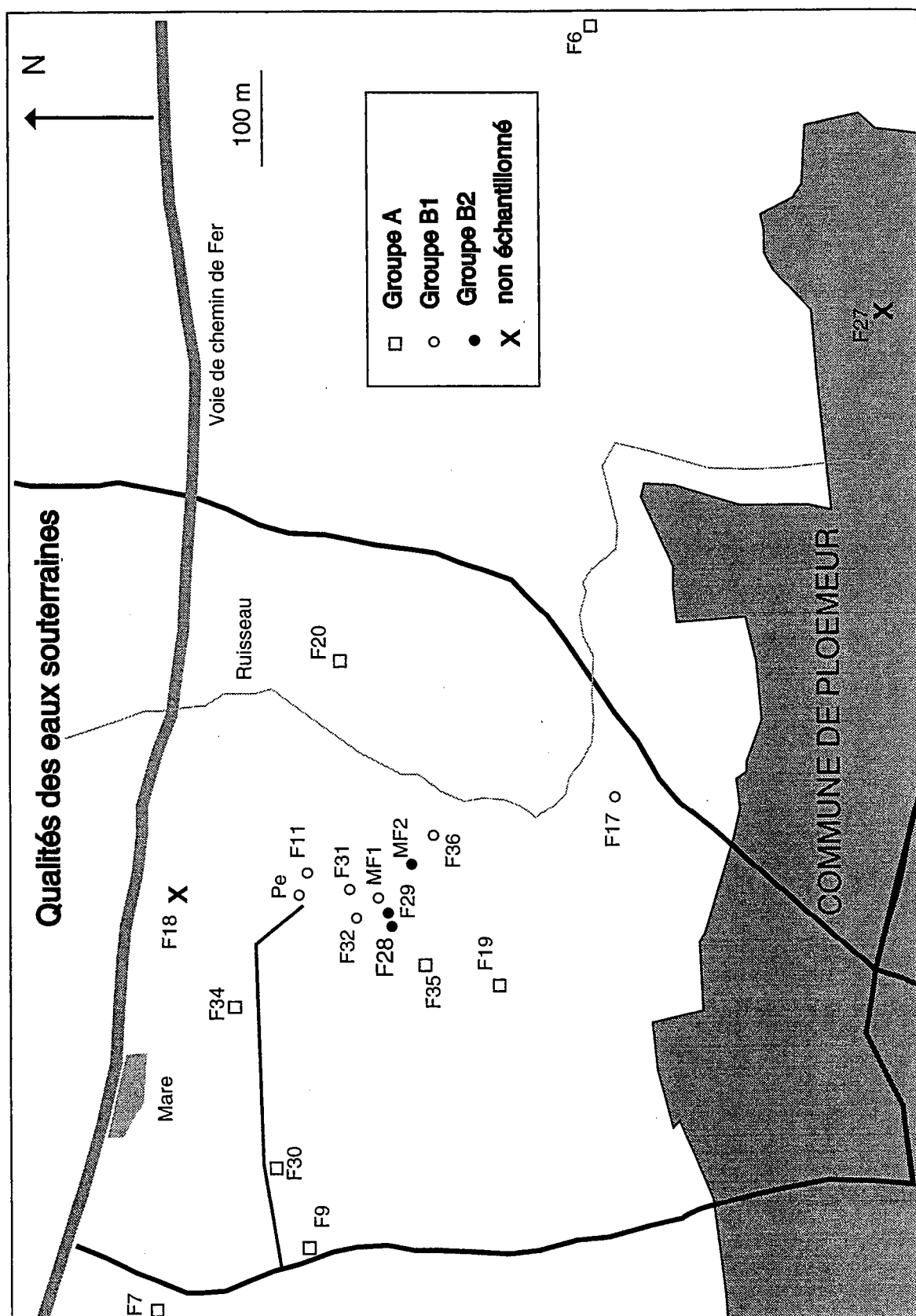


Figure II 36 : Carte de synthèse : répartition spatiale de la qualité de l'eau souterraine sur le site de Kermadoye.

3.4 Détermination des temps de résidence.

3.4.1 Méthodes de datation.

3.4.1.1 Les méthodes existantes.

La plupart des méthodes de datation sont basées sur l'utilisation de traceurs dans les eaux souterraines. Ces traceurs, sont produits naturellement et/ou libérés par l'homme de façon ponctuelle ou en continue dans l'atmosphère et se retrouvent, à un moment donné combiné, d'une façon ou d'une autre au cycle de l'eau. Ainsi en connaissant leur évolution dans l'eau de pluie en fonction du temps et/ou leur constante de temps radioactive, il est possible d'en déduire un âge, ou temps de résidence moyen de l'eau dans le système. Parmi ces méthodes on distingue les traceurs radioactifs et les traceurs non radioactifs.

3.4.1.1.1 Les traceurs radioactifs.

La production de ces traceurs radioactifs peut être d'origine naturelle, produit dans l'atmosphère par spallation neutronique principalement ou d'origine anthropique, libérés lors des essais thermonucléaires.

Les radiotraceurs sont la base de la plupart des techniques utilisées dans le domaine de la datation. Ces isotopes radioactifs ont la propriété de se désintégrer au cours du temps avec émission suivant l'élément de particules α , β ou d'un rayonnement γ . Parmi les différents isotopes radioactifs on peut faire la distinction entre le tritium, le carbone14, le chlore36 et le krypton85. Ces techniques dépendent des propriétés désintégration de l'élément radioactif utilisé et de l'évolution de sa concentration dans l'eau de pluie. Nous allons présenter les principaux isotopes radioactifs utilisés dans le domaine de la datation de l'eau en précisant à chaque fois leur domaine d'étude.

- Le carbone14 :

Du fait de la demi-vie de cet isotope et de sa production naturelle qui peut être considérée comme stable dans le temps, le radiocarbonate donne l'accès à des temps de plusieurs milliers d'années.

Cet isotope est utilisé, dans le cadre des études de systèmes profonds et anciens comme par exemple pour déterminer les origines des eaux hydrothermales. Dans les laboratoires de recherche liés au stockage des déchets radioactifs et les grands aquifères profonds, la connaissance des vitesses de circulation est fondamentale et peut être déterminée à l'aide du carbone 14 (Stripa project).

- le tritium: ^3H :

le tritium est l'isotope radioactif de l'hydrogène. En plus de sa production naturelle, il a été abondamment libéré lors des essais thermonucléaires aériens de 1950-63. D'un point de vue qualitatif la présence de tritium permet de faire la distinction entre des eaux post ou anté nucléaires. Le tritium est aussi un très bon outil mettant en évidence des mélanges dans les échantillons. Connaissant l'évolution de la concentration du tritium en fonction du temps, on peut calculer à partir de modèles des temps de résidence moyens.

Depuis une dizaine d'années, une nouvelle technique, dérivée du tritium, est utilisée. Il s'agit de la mesure dans l'échantillon du rapport $\frac{^3\text{H}}{\text{He}}$, He étant un atome d'hélium, produit de la désintégration radioactive du tritium. Si la dispersion dans le milieu est faible, cette technique permet de déterminer un âge de l'eau, indépendamment de l'allure de la fonction d'entrée. Cette technique convient parfaitement pour des eaux jeunes et des nappes peu profondes (B.Ekwurzel et al, 1994).

- le krypton 85 :

Le krypton 85 est un gaz noble, radioactif, qui comme le tritium est produit naturellement dans l'atmosphère, mais qui a aussi été libéré lors des essais sur les armes nucléaires et les réacteurs nucléaires. Le krypton 85 a l'avantage d'être chimiquement inerte dans l'eau et sa concentration est uniquement affectée par la décroissance radioactive et les propriétés du milieu. Connaissant l'activité spécifique, un âge de l'eau peut être déterminé. Comme précédemment, cette méthode est adaptée dans le cas d'eaux récentes et une dispersion faible. Cette technique est encore peu utilisée car nécessite des précautions particulières lors des prélèvements d'échantillons.

- le chlore 36 :

D'une façon qualitative le chlore 36 peut être utilisé comme le tritium, c'est à dire rechercher dans les eaux, un pic de concentration provoqué, dans le cas du chlore 36, par les essais nucléaires marins. On peut de la même façon mettre en évidence des mélanges entre des eaux infiltrées avant et après les essais nucléaires marins. Une différence de 7 ans sépare le pic du chlore 36 du pic du tritium.

Sous certaines conditions concernant l'origine des chlorures et en connaissant l'activité initiale, il est possible de déterminer un âge.

3.4.1.1.2 Les traceurs non radioactifs.

les chlorofluorocarbones, CFC11 et CFC12 constituent les deux seuls traceurs non radioactifs utilisés dans le domaine de la datation de l'eau. La source des CFC est uniquement anthropique et leur production a débuté dans les années 1930. Du fait de la production et des longueurs de vie importantes de ces substances, les concentrations dans l'atmosphère n'ont fait que s'accroître. En première approximation, la mesure en CFC peut indiquer si une eau s'est infiltrée avant ou après le début de la production de ces substances. L'évolution à la fois, de la production et des concentrations en CFC est mesurée depuis une cinquantaine d'année, ce qui permet de construire une fonction source relativement précise. La connaissance de cette fonction source va permettre, dans le cas d'eau récente, de préciser les temps de résidence dans le milieu (Oster, H. et al, 1996).

Comme pour les techniques basées sur le tritium et le krypton, les CFC sont appliqués pour la caractérisation d'aquifères peu profonds. Du fait de l'hétérogénéité du milieu, le couplage de ces trois techniques permet d'obtenir des temps de résidence (Ekwurzel B. et al, 1994).

3.4.1.2 Principe d'utilisation des isotopes radioactifs.

Les isotopes radioactifs ont la propriété de se désintégrer au cours du temps en éléments radiogéniques avec émission, selon l'isotope, de particules α et β ou de rayonnement γ . On s'attend donc à avoir disparition totale de l'élément radioactif, au bout d'un certain temps, fonction du nombre d'atome présent et des propriétés de l'élément.

Cette décroissance radioactive peut ainsi se mettre sous la forme :

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N$$

avec

N : nombre d'atome radioactif

dN : nombre d'atome se désintégrant pendant dt

λ : constante de désintégration radioactive, fonction de l'élément

Après intégration de l'équation précédente, on obtient la relation suivante :

$$t = \frac{T_{1/2}}{\ln 2} \ln \left(\frac{N_0}{N} \right)$$

avec

$T_{1/2}$: demi-vie de l'élément radioactif

N_0 : nombre d'atomes au temps t_0

N : nombre d'atomes au temps t

Connaissant le nombre d'atome initial il est théoriquement possible d'en déduire un âge.

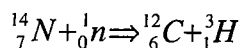
On obtient la même relation si on considère les activités à la place du nombre d'atomes.

Parmi les méthodes couramment utilisées pour la détermination des temps de transfert, on trouve celles basées sur le tritium (^3H) et le carbone 14 (^{14}C).

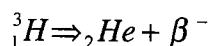
3.4.1.3 Le tritium.

3.4.1.3.1 Caractéristiques principales.

Le tritium est produit naturellement dans l'atmosphère par spallation de l'azote 14 sous l'effet de la composante neutronique du rayonnement cosmique.



Le tritium ainsi libéré se combine à l'oxygène et s'intègre au cycle de l'eau, comme c'est le cas pour l'oxygène 18 et le deutérium. La désintégration du tritium se fait par libération d'un atome d'hélium et d'un rayonnement β :



La demi-vie de cet isotope est de $12,43 \pm 0,05$ ans (Unterweger et al., 1980) ce qui en fait donc un isotope parfaitement adapté à l'étude des eaux récentes.

La mesure du tritium est exprimée en unité tritium (UT) ; 1 UT correspondant à un atome de tritium pour 10^{18} atomes d'hydrogène.

3.4.1.3.2 Variations du tritium dans le temps et l'espace.

L'évolution du tritium dans l'eau de pluie est étudiée depuis une trentaine d'années à partir de différentes stations de mesures, réparties dans le monde et appartenant au réseau IAEA (International Atomic Energy Agency).

D'une façon générale, des maxima sont enregistrés au printemps et en été du fait des plus faibles précipitations qui ont lieu à cette époque de l'année.

Concernant les variations spatiales, on observe que les teneurs en tritium augmentent avec l'altitude, la latitude et vers l'intérieur des continents où l'influence océanique est moindre (la teneur en tritium de l'eau de mer est nulle).

Les teneurs naturelles en tritium dans les eaux de pluie pour des latitudes moyennes et pour l'hémisphère nord sont de l'ordre de 5 UT.

Des concentrations en tritium très importantes ont été mesurées dans les précipitations suite aux essais thermonucléaires aériens qui ont débutés à partir de 1952 jusqu'en 1963 avec un maximum de 5000 UT enregistré en 1963-64 dans l'hémisphère nord. Entre 1967 et 1980 seules la France et la Chine ont réalisé des essais thermonucléaires aériens mais de très faible puissance. Depuis 1980 les essais ont cessé et la teneur dans les eaux de pluie aurait du atteindre son niveau naturel de 5 UT vers 1985. Or ce niveau se maintient depuis cette époque entre 10 et 30 UT mettant ainsi en évidence l'influence des centrales nucléaires civiles (Létolle et Olive, 1983).

3.4.1.3.3 Mise en œuvre.

De façon qualitative.

A partir de la mesure du tritium dans des échantillons, on peut obtenir une première estimation du temps de séjour moyen de l'eau dans un système. En effet il est possible, à partir d'un point de mesure de préciser si l'eau est ancienne ou récente et/ou si elle est le produit d'un mélange. Par exemple, si la teneur en tritium de notre échantillon est nulle, cela indique que

l'eau n'a pas été influencée par les essais thermonucléaires et donc qu'elle s'est infiltrée avant l'année 1952. On a ainsi un échantillon d'eau ancienne. Lorsque l'échantillon comprend du tritium, il peut s'agir soit d'une eau récente soit d'un mélange avec une eau ancienne, ne contenant pas de tritium. Dans tous les cas plus la teneur en tritium est élevée plus l'eau est récente ou très faiblement mélangée. Cette différence peut être expliquée à partir de la connaissance hydrogéologique du milieu.

La mesure du tritium seule nous permet de faire la distinction entre des eaux anciennes ou récentes et si elles sont mélangées, mais ne nous permet pas d'obtenir des informations plus précises sur les temps de transfert moyens de l'eau.

De façon quantitative.

Pour pouvoir préciser, de façon quantitative, l'âge de l'eau, il nous faut utiliser des modèles de type 'boîte noire', censés représenter au mieux l'aquifère étudié. Les études isotopiques distinguent classiquement 3 types de modèles, selon la façon dont se fait la circulation de l'eau dans le milieu. Ces modèles sont basés sur le principe de la conservation de la masse et sont définis à partir d'une intégrale de convolution. En régime permanent cette intégrale s'écrit :

$$C_0(t) = \int_0^{\infty} C_i(t - \tau) g(\tau) d\tau$$

avec

$C_0(t)$, $C_i(t)$: concentrations en sortie et entrée du traceur.

τ : temps de résidence moyen.

$g(t)$: fonction de transfert du système.

L'emploi de cette méthode nécessite, par conséquence, la connaissance de :

1) la fonction d'entrée: représentée par l'évolution du tritium dans les précipitations en un point depuis une certaine période.

2) une fonction sortie : représentée par une ou plusieurs mesures de tritium provenant de l'échantillon étudié. Plus la chronique de sortie comprend de points de mesures, meilleure est la précision des résultats.

3) un type de modèle : représenté par la fonction $g(\tau)$.

Modèle de type mélange ou exponentiel :

L'eau d'infiltration se mélange complètement à l'eau de l'aquifère et la teneur à la sortie est identique à celle répartie uniformément dans tout le milieu. Ce modèle convient parfaitement dans le cas d'une nappe libre. On le présente ici uniquement pour mémoire.

La fonction de transfert du système est de la forme :

$$g(t) = \frac{1}{\tau} e^{-t/\tau}$$

avec un seul paramètre : τ = temps de résidence moyen

Modèle de type piston :

Dans ce cas, la zone d'alimentation est connectée directement avec le piézomètre. L'eau s'infiltre dans l'aquifère à vitesse constante et à la sortie du système, toutes les molécules d'eau ont le même temps de résidence moyen.

Le modèle de type piston est un modèle de convection pure, qui ne prend pas en compte les effets de dilution dans le milieu. De part ces propriétés, ce modèle considère une zone de recharge spatialement limitée, comme cela peut être le cas, par exemple, pour une circulation par une fracture verticale.

La fonction de transfert est de la forme :

$$g(t) = \delta(t - \tau)$$

avec un seul paramètre : τ = temps de résidence moyen

Modèle dispersif :

Ce type de modèle représente la situation intermédiaire entre les deux modèles précédents, c'est à dire entre le cas où on n'a pas de mélange et le cas où on a un mélange complet. Ce modèle prend en considération les différences de vitesses de circulation de l'eau d'infiltration dans le système qui sont fortement influencées par l'hétérogénéité du milieu. De ce fait, il en résulte une dispersion du signal tritium par rapport à la direction principale de l'écoulement. Dans ces conditions, plus la dispersion augmente, plus le signal de sortie va tendre vers celui du modèle de type mélange. Inversement plus la dispersion diminue plus on se rapproche d'un modèle de type piston.

Les modèles dispersifs sont souvent utilisés pour des circulations dans la zone non saturée et dans le cas de nappes captives. Concernant les milieux fracturés on s'attend, du fait de l'hétérogénéité, à observer des mélanges d'eaux. Par conséquent, l'utilisation des modèles dispersifs apparaît particulièrement bien adaptée pour les milieux fracturés.

La fonction de transfert développée par Maloszewsky and Zuber, 1992 est de la forme suivante :

$$g(t) = \left(\frac{4\pi D_p t}{\tau} \right)^{-1/2} t^{-1} \exp \left[- \left(\frac{1-t}{\tau} \right)^2 \left(\frac{\tau}{4D_p t} \right) \right]$$

Cette fonction prend en compte deux paramètres :

τ : temps de résidence moyen

D_p : paramètre de dispersion

$$D_p = \frac{D}{vx} \quad \text{avec}$$

D : coefficient de dispersion

v : vitesse moyenne dans le milieu

x : distance parcourue

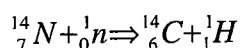
3.4.1.4 Le Carbone 14.

La datation par le radiocarbone est généralement utilisée dans le cas où la teneur en tritium est nulle, c'est à dire s'appliquant à des eaux anciennes.

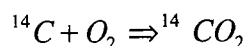
3.4.1.4.1 Caractéristiques principales.

Dans la nature, on trouve l'élément carbone sous trois formes isotopiques ; le ^{12}C et le ^{13}C étant des isotopes stables alors que le ^{14}C est un isotope radioactif.

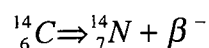
L'isotope radioactif du carbone est produit naturellement et de façon continue dans l'atmosphère, par réaction des neutrons cosmiques avec ^{14}N selon la réaction suivante :



Une fois libéré, le radiocarbone se combine avec le CO_2 atmosphérique :



La désintégration radioactive de cet isotope se fait avec libération d'un atome d'azote et émission de particules β^- :



La demi-vie de cet isotope étant de 5730 ans (Godwin, 1972), cela en fait une méthode parfaitement adaptée pour des âges allant jusqu'à 40 à 45 ka.

Les concentrations en ^{14}C sont généralement reportées en activité spécifique. L'activité représente le nombre de désintégrations par minute par gramme de carbone relatif à un standard.

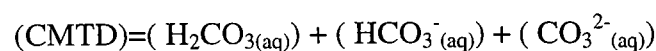
3.4.1.4.2 Principe de la méthode.

Cette méthode est basée sur la loi de décroissance radioactive présentée précédemment. Connaissant l'activité initiale, l'activité au temps t et la demi-vie du radiocarbone, on peut calculer l'âge moyen de l'échantillon si on considère que la perte en radiocarbone l'est uniquement par désintégration radioactive. L'activité au temps t est déterminée à partir de la mesure en carbone minérale total dissous (CMTD) de notre échantillon.

$$t = 8267 \ln \left(\frac{A_0}{A_t} \right)$$

Origine du CMTD.

Dans une eau naturelle le (CMTD) est fonction de trois substances :



$\text{H}_2\text{CO}_{3(\text{aq})}$: CO_2 dissous

$\text{HCO}_3^-_{(\text{aq})}$: ion bicarbonate

$\text{CO}_3^{2-}_{(\text{aq})}$: ion carbonate

Les teneurs sont habituellement exprimées en millimole par litre : mmole.l⁻¹.

L'origine de ces trois éléments dans les eaux souterraines résulte d'une double dissolutions :

* CO₂ d'origine biologique (CBIO) :

Le CO₂ d'origine biologique provient de la respiration des racines et de la minéralisation de la matière organique du sol. Ce CBIO présente une activité en ¹⁴C proche de 100 % de carbone moderne.

L'activité en ¹⁴C dans l'atmosphère a été relativement stable dans le temps jusqu'aux essais thermonucléaires qui ont débuté dans les années 1950. On considère que l'activité en ¹⁴C du CO₂ de l'atmosphère et du CO₂ d'origine biologique est de 100 pcm (Pourcentage de Carbone Moderne) avant les essais thermonucléaires aériens de 1952. Cependant il faut tenir compte de la présence dans le sol de matière organique continuellement renouvelée qui fait que l'activité en ¹⁴C du sol doit être inférieure à 100 pcm. Avant 1952 on prendra la valeur suivante:

$$A^{14}\text{CBIO} = A^{14}\text{CO}_2 \text{ du sol} = 90 \pm 5 \text{ pcm (Harrison et al, (1993))}.$$

A la suite des essais thermonucléaires, l'activité du CO₂ atmosphérique et des plantes a atteint un maximum d'environ 190 pcm en 1964 (Levin et al, 1985). A partir de 1952 on considère la valeur suivante :

$$A^{14}\text{CO}_2 \text{ du sol} = 110 \pm 10 \text{ pcm}.$$

* Carbone d'origine minérale (CMIN) :

Ce (CMIN) provient de la matrice calcaire du sol et de l'aquifère dont la teneur en ¹⁴C est nulle.

$$\text{D'où (CMTD)} = (\text{CBIO}) + (\text{CMIN})$$

Comme pour toute les méthodes utilisant les isotopes radioactifs, le problème provient de l'estimation de A₀. Dans notre cas, il s'agit d'évaluer le pourcentage p de carbone actif présent dans le CMTD au moment de l'infiltration.

3.4.1.4.3 Estimation de A₀.

L'estimation de A₀ peut se faire de deux façons : théorique et pratique.

Nous ne donnerons que le résultat final. Pour plus d'informations, se référer au cours sur l'Introduction à l'Hydrogéologie Isotopique (Olive, 1995).

Estimation théorique :

$$p = \frac{(\text{CBIO})}{(\text{CMTD})} = \frac{(\text{ACI})}{2(\text{CMTD})} \quad \text{avec (ACI) : acidité de l'eau.}$$

3.4.2 Protocole.

3.4.2.1 Points échantillonnés et profondeur.

3.4.2.1.1 Analyses du tritium.

Nous avons sélectionné nos échantillons à partir, des résultats de la chimie des majeurs et en tenant compte des caractéristiques géologiques et hydrauliques. Ainsi nous avons choisi 3 échantillons du groupe A et 7 du groupe B (Figure II 37). Les caractéristiques des différents points ainsi que les profondeurs de prélèvement ont été reportées dans le Tableau II 25. On rappelle que les eaux du groupe B sont des eaux de mélange, influencées principalement par l'effet du pompage. Il s'agit, à la fois, de forages profonds dans lesquels des arrivées d'eau très importantes ont été observées et des forages dans les altérites avec des débits instantanés faibles.

Forages	groupe d'eau	nature altérites et épaisseur (m)	débits en fin de forage (m ³ /h)	zone pegmatites très fracturée	profondeur de prélèvement (m)
F9	A	arène granitique (31)	25		70
F19	A	mixte (12)	85	oui	70
F6	A	arène granitique (7)	35		45
F17	B	arène granitique (31)	4		robinet (50)
MF1	B	mixte (28)	2-3		28
F29	B	mixte (37)	>65		robinet (60)
F36	B	mixte (34)	100	oui	55
F31	B	mixte (34)	80	oui	robinet (84)
Pe	B	micaschistes altérés(18)	>70	oui	robinet (50)
MF2	B	mixte (34)	1		28

Tableau II 25: Forages dans lesquels des échantillons ont été prélevés pour analyse du tritium.

Les profondeurs de prélèvement sont les mêmes que lors des précédents échantillonnages.

3.4.2.1.2 Analyse du radiocarbone.

Comme on l'a précisé précédemment, cet isotope est utilisé pour la datation lorsque les teneurs en tritium sont nulles. Un seul échantillon a donc été prélevé pour analyse suite aux mesures de tritium.

3.4.2.2 Protocole expérimental.

Les mesures en tritium et carbone 14 ont été réalisées au Centre de recherche Géodynamique de Thonon les Bains.

3.4.2.2.1 Tritium.

Pour tous les puits, 500 ml d'eau ont été échantillonnés à la profondeur voulue, à partir d'un préleveur prêté par l'Ecole Nationale de la Santé Publique de Rennes (ENSP).

Le tritium a été analysé à partir de la méthode de comptage à scintillation liquide après enrichissement électrolytique. Du fait de la faible teneur en tritium des eaux, l'enrichissement électrolytique contribue à améliorer la précision des mesures.

Parallèlement à la mesure de tritium, un échantillon d'eau de chaque forage a été réservé pour l'analyse des majeurs.

3.4.2.2.2 Carbone 14.

L'analyse de l'activité en carbone 14 nécessite une quantité minimale de carbone dissous dans notre échantillon. Pour obtenir cette teneur minimale en carbone, nous avons pompé un certain volume d'eau et fait précipiter le carbone total dissous. Le précipité de carbone ainsi obtenu a été envoyé à Thonon les Bains pour l'analyse de l'activité en Carbone 14 par la méthode de comptage à scintillation liquide.

Des mesures de la température, du pH et de l'alcalinité ont été réalisées sur site pour le calcul de l'activité initiale A_0 .

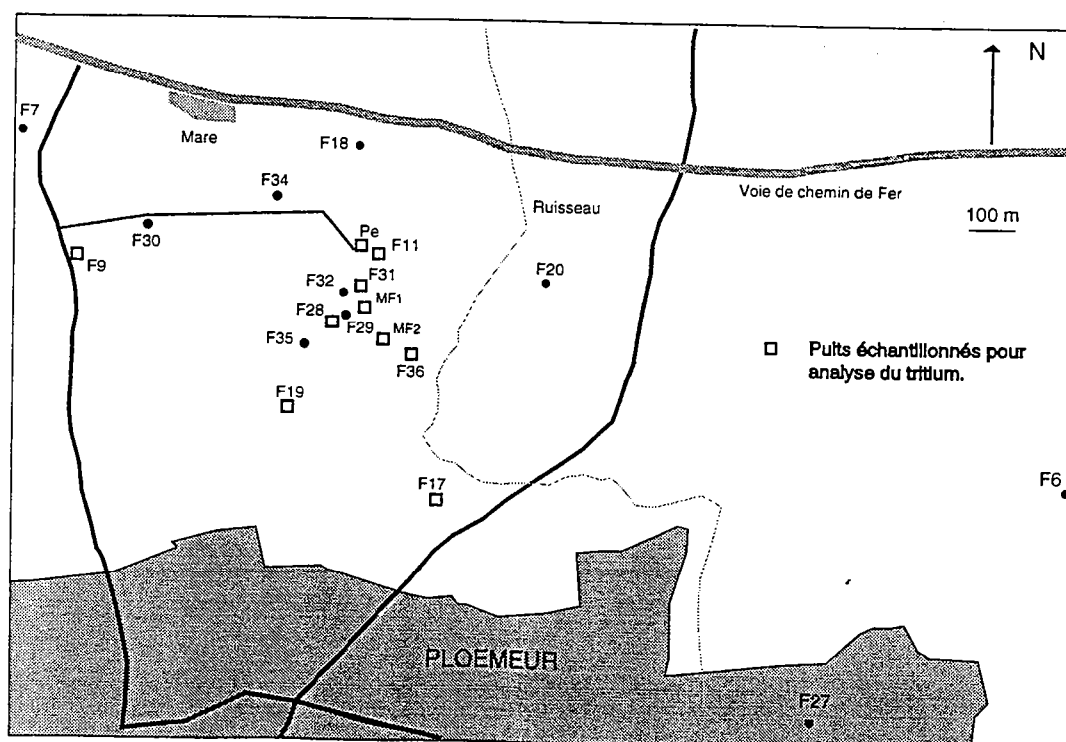


Figure II 37 : Localisation des échantillons prélevés.

3.4.3 Résultats.

Les résultats sont reportés dans le Tableau II 26:

Forages	^3H (UT) \pm_{err} 20/05/97	A^{14}C (pcm) 30/04/97
F9	$8,5 \pm 0,5$	
F19	$8,5 \pm 0,5$	
F6	$7,0 \pm 0,5$	
F17	$5,9 \pm 0,4$	
F29	$4,8 \pm 0,4$	
MF1	$4,4 \pm 0,5$	
F36	$3,2 \pm 0,5$	
Pe	$2,6 \pm 0,5$	
F31	$2,1 \pm 0,4$	
MF2	$\leq 0,9$	$86,20 \pm 0,72$

Tableau II 26 : Concentrations en tritium et activité du carbone 14.

3.4.4 Interprétation qualitative.

3.4.4.1 Détermination des mélanges.

Au vue de ces analyses, on constate que 9 échantillons sur 10 contiennent du tritium, avec des teneurs allant de 2,1 à 8,5 UT. Ces valeurs nous indiquent que tous ces échantillons sont plus ou moins marqués par des eaux d'infiltration récentes. Compte tenu de ce que nous avons déjà précisé, les eaux dont les teneurs en tritium sont les plus élevées correspondent à des échantillons d'eaux les plus récentes ou les moins mélangées. La diversité dans les teneurs en tritium met en évidence l'influence plus ou moins importante du réseau de fractures sur la circulation de l'eau. L'origine de ces différences doit être liée à des différences de vitesse de circulation introduisant des mélanges dans le milieu. La présence de ce processus a déjà été en mis en évidence précédemment, à partir de l'étude des éléments majeurs.

Parmi ces échantillons, un seul ne contient pas de tritium, indiquant une eau ancienne, infiltrée avant les années 1950. Il s'agit de l'échantillon provenant du forage MF2 et prélevé à 28 m de profondeur au bas des altérites.

A partir de ces données, nous pouvons considérer un mélange bipolaire entre une 'eau récente', ayant une concentration en tritium la plus élevée et une 'eau ancienne', ayant une teneur en tritium nulle. Nous avons ainsi calculé pour tous les échantillons, le pourcentage de chaque composante, et reporté ces résultats dans le Tableau II 27. Pour le pôle 'eau ancienne' nous avons choisi comme référence la limite de détection de la méthode.

Forages	³ H (UT) 20/05/97	% eau jeune	NO ₃ (mg/l) 20/05/97	modèles
F9	8,5 ± 0,5	100	40,9	piston
F19	8,5 ± 0,5	100	41,7	piston
F6	7,0 ± 0,5	82	114	piston
F17	5,9 ± 0,4	69	28,9	piston/dispersif
F29	4,8 ± 0,4	55	16,1	dispersif
MF1	4,4 ± 0,5	52	1	dispersif
F36	3,2 ± 0,5	41	1,1	dispersif
Pe	2,6 ± 0,5	30	0,2	dispersif
F31	2,1 ± 0,4	24	15,4	dispersif
MF2	≤ 0,9	0	1,6	piston

Tableau II 27 : Résultats et proposition de modèles d'écoulement.

On constate, à partir des deux tableaux précédents, une bonne corrélation entre le pourcentage en 'eau récente' et, d'une part, la présence des nitrates et d'autre part, l'appartenance à un groupe d'eau particulier. En effet les échantillons ayant des pourcentages 'eau récente' les plus élevés font partis du groupe A, défini comme peu évolué chimiquement et peu influencé par les réactions chimiques. De plus, c'est dans ces échantillons que l'on trouve des teneurs en nitrates élevées, allant de 40,9 à 114 mg/l (mission juin 1996). Il s'agit d'eau qui a circulé rapidement dans le milieu.

A partir de ces données nous avons reporté dans un graphe, Figure II 38, la part 'eau récente' en fonction de la concentration en nitrates mesurées en avril 1997. En raison de l'éloignement du forage F6 et de sa pollution agricole, nous avons décidé de ne pas le prendre en compte. On met ainsi en évidence une relation linéaire entre ces deux paramètres, les eaux ayant l'origine la plus récente correspondent aux eaux les plus nitrées.

$$\% \text{ eau récente} = 2,47.[\text{NO}_3] - 1,67$$

Trois forages n'ont pas été pris en compte du fait de leur très faible teneur en nitrates. Il s'agit des forages MF1, F36 et Pe, les eaux qui apparemment sont les plus affectées par le processus de dénitrification.

Les échantillons comprenant une part 'eau ancienne' importante, font tous partis du groupe B et ont des concentrations en nitrates inférieures à 30 mg/l. On rappelle que le groupe B représente des eaux de mélange influencées par les réactions d'oxydo-réduction, entre une eau en conditions réductrices et une eau en conditions oxydantes, riche en nutriments. Les résultats obtenus à l'aide du tritium vont bien dans le sens de ceux obtenus à partir de l'étude des majeurs. Parmi ces forages, F31 et Pe sont alimentés principalement par le 'réservoir eau ancienne' mais on constate, malgré tout, une concentration plus importante des nitrates dans F31. L'origine de cette différence peut être liée à une différence de rendement de la réaction de dénitrification. Il s'agit, en plus, de deux forages qui traversent la zone de pegmatites très fracturées mais à des profondeurs différentes. Cependant cette zone de pegmatites très fracturées n'est pas toujours connectée principalement avec le réservoir 'eau profonde'. C'est ce que nous confirme la mesure de tritium dans F19 dont l'origine 'eau récente' avait déjà été évoquée lors de l'analyse des majeurs.

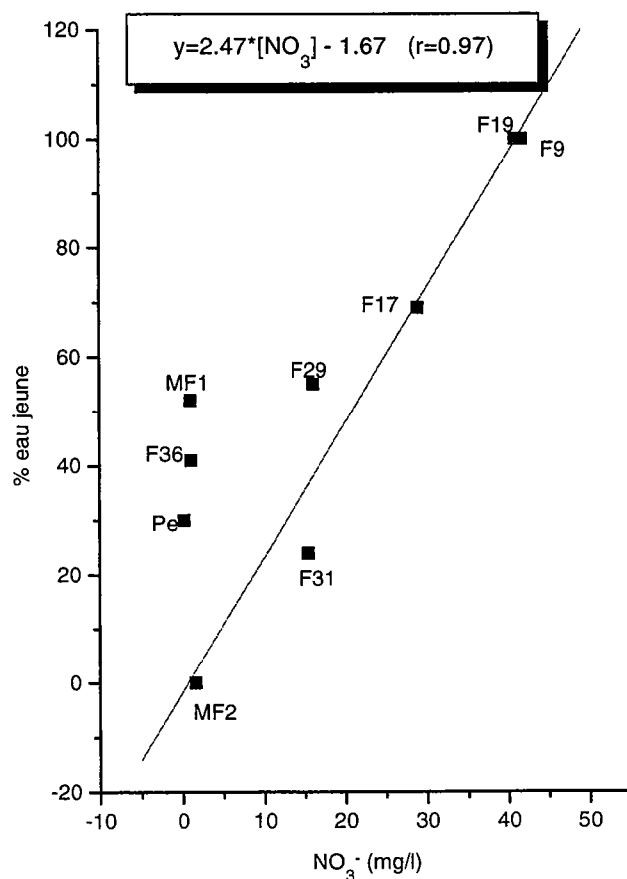


Figure II 38 : Relation entre la portion 'eau récente' et les teneurs en nitrates.

3.4.4.2 Hypothèses sur les modèles.

Concernant les temps de transfert, les mesures de tritium nous ont permis de mettre en évidence deux groupes d'eau : une eau récente infiltrée après 1980 et une eau ancienne infiltrée avant les années 50. La majorité des échantillons prélevés correspond à un mélange entre ces eaux. Ces teneurs en tritium sont, en fait, révélateurs de temps de circulation dans le milieu plus ou moins longs, fonctions de l'hétérogénéité.

3.4.4.2.1 Mini-forages.

L'échantillon d'eau ne comportant pas de tritium correspond à MF2, mini-forage de 34 m de profondeur dans des altérites, composées de d'arène granitique et de micaschistes altérés. Parmi tous les échantillons du groupe B, cette eau est la moins influencée par l'effet du pompage et la moins marquée par l'altération des minéraux. Si on prend en compte en plus la profondeur de prélèvement, on en déduit que la circulation dans ce type d'altérites est très lente.

Deux hypothèses peuvent être émises concernant le modèle de circulation de cette eau:

1) le fait que cette eau ne soit pas influencée par des effets de mélange avec une 'eau récente' laisse supposer, une circulation principalement verticale dans le milieu. Par conséquent nous proposons comme modèle de circulation, le modèle de type piston.

2) l'origine de cette circulation très lente dans le milieu peut être liée à la présence d'anomalies géologiques qui isolent des compartiments dans les altérites. Les eaux infiltrées dans cette zone ne participent pas ou peu à la recharge du système.

D'après ces hypothèses nous proposons comme modèle de circulation le modèle de type piston qui considère une infiltration verticale, sans mélange. La vitesse déduite correspondra à la vitesse d'infiltration dans les altérites composées d'arène granitique et de micaschistes altérés. Le fait que cette eau ne contienne pas de tritium et ne soit peu influencée par le pompage, ne sont cependant pas suffisant pour affirmer que cet échantillon est le plus ancien dans le système.

L'échantillon MF1, deuxième échantillon prélevé en limite altérites-socle, ne présente pas les mêmes propriétés chimiques que MF2. En effet, d'après l'étude des majeurs et les mesures de tritium, cette eau correspond à un mélange en proportion égale entre une eau de type F9/F19 et une eau sans tritium de type MF2. De plus cette eau a subi une dénitrification suite à l'influence du pompage et est d'avantage marquée en certains éléments que MF2. Le contexte géologique apparaît aussi différent puisqu'une fracture verticale d'orientation N20, a été mise en évidence par des méthodes géophysiques et des observations géologiques. On peut aussi préciser que ce forage se situe à proximité des forages pompés et qu'il est apparemment bien connecté avec F29. Dans ces conditions, deux hypothèses peuvent être émises concernant le modèle de circulation :

1) A partir des analyses du tritium, nous en avons déduit que cet échantillon est un mélange. Si on suppose que l'eau ancienne correspond à l'eau d'infiltration de type MF2 dans les altérites, l'eau récente, nitrée, ne peut provenir que des fractures recoupées en fin de forage. Ces fractures, peu profondes, connectent par conséquent des zones de recharge de type F9/F19. Dans ces conditions on propose comme modèle de circulation le modèle de type diffusif.

2) D'après ce que l'on a précisé plus haut, on peut aussi considérer que l'infiltration dans cette zone est uniquement verticale et influencée par le pompage. Dans ces conditions, l'eau circule verticalement et le modèle de circulation le mieux adapté correspond à un modèle de type piston. L'utilisation de ce modèle considère une influence limitée du mélange. Par conséquent, le processus de dénitrification doit se produire dans les altérites, en supposant des apports en nitrates important et continus ainsi que la présence de pyrite.

3.4.4.2.2 Forages F9/F19/F6/F17 :

Parmi ces échantillons trois font partis du groupe A et un du groupe B. Ces échantillons contiennent une part eau récente en proportion majoritaire, laissant présager une circulation rapide.

Si on compare les données présentées dans les tableaux II 25, II 26 et II 27, on constate qu'il y a peu de points communs entre ces forages, qui permettent d'expliquer cette origine récente. Les seules corrélations possibles entre ces 4 forages sont un contexte granitique et des débits au soufflage inférieurs à 35 m³/h. Parmi ces forages, F17 est le seul à appartenir au groupe B, influencé par le processus de dénitrification suite au pompage. On rappelle que ce puits, bien que peu productif, est pompé de façon continue à un débit de 2 m³/h.

Une des hypothèses les plus probables, pour ce cas de figure, pourrait être la présence de fracture verticale qui connecte les altérites avec la zone, plus ou moins profonde, de pegmatites fracturées. Compte tenu de tout ces arguments, on propose donc comme modèle de circulation le modèle de type piston pour F9, F19, F6 et F17.

L'échantillon F17, bien qu'ayant des teneurs en tritium relativement élevées, appartient au groupe B, influencé par l'effet de pompage. C'est pourquoi nous avons aussi sélectionné le modèle de type dispersif qui prend en compte des effets de mélange.

3.4.4.2.3 Forages F29/F36/Pe/F31 :

Ces échantillons font tous partis du groupe B et correspondent à des eaux de mélange comprenant une part 'eau ancienne' majoritaire. Le pourcentage 'eau ancienne' est le plus élevé pour les puits dans lesquels les arrivées d'eaux sont très localisées et très importantes, au niveau d'une zone de pegmatites fracturées. Cependant la présence de cette zone n'est pas toujours un critère d'eau ancienne. En effet on rappelle que F19 traverse aussi une zone de pegmatites très fracturées mais l'eau prélevée correspond à l'eau la plus récente du système. D'après la chimie des majeurs, ces eaux sont dénitrifiées et contiennent des concentrations plus importantes en certains éléments liés à l'altération des minéraux. On peut donc penser que la composante eau récente est une eau de type F9/F19 en conditions oxydantes. Concernant l'eau ancienne, cette dernière correspondrait à une eau sans tritium et d'avantage marquée par le milieu, du fait d'un temps de résidence plus long. Cette composante eau ancienne peut avoir une double origine :

- 1) une zone de recharge éloignée.
- 2) influence du processus de drainance.

Concernant cette origine, on a précisé, chapitre 1, que la zone de contact plus ou moins fracturée est faiblement orientée vers le nord. Le fait que cette zone soit en certains endroits très fracturée, offre des surfaces d'échanges énormes avec la roche en place. Ainsi cette eau peut avoir percolée à travers le granite et les micaschistes avant d'alimenter par drainance la zone très fracturée profonde. Ce mécanisme nécessite que la roche en place ait une certaine porosité connectée, c'est à dire affectée par une fracturation secondaire. Cette fracturation va contribuer à rendre ce type de roche plus perméable. On rappelle qu'un granite sain est pratiquement imperméable. Concernant nos forages, nous avons observé une grande diversité, à la fois, des profondeurs des arrivées d'eau et des débits instantanés. Cela nous indique, par conséquent, la présence de fractures secondaires dans le milieu qui peuvent contribuer à la circulation du fluide dans le milieu. Concernant F31 et Pe, la concentration en tritium apparaît aussi corrélée avec la profondeur des arrivées d'eau principales. En effet c'est dans F31 que la teneur en tritium est la plus faible et que l'arrivée d'eau principale est la plus profonde. Cette valeur de tritium peut par conséquent être liée à des temps de résidence plus longs. Vu la porosité du granite et des micaschistes, de l'ordre de 1% (G. Castany, 1982), cette hypothèse suppose, des extensions du système très importantes, au-delà du bassin versant et des temps de résidence moyens plus longs que celui à travers les altérites. L'hypothèse concernant une surface d'alimentation supérieure à la surface du bassin versant a déjà été faite dans la partie cycle de l'eau. L'eau la plus ancienne ne serait donc pas celle prélevée dans les altérites. Pour ces forages nous proposons comme modèle de circulation les modèles de types dispersifs.

3.4.5 Interprétation quantitative.

Précédemment nous avons montré, à l'aide des mesures de tritium, que nous pouvons distinguer dans nos échantillons deux pôles : une 'eau ancienne' et une 'eau actuelle'. Nous avons pu calculer les pourcentages respectifs de ces pôles pour chaque échantillon. Cependant il nous est impossible d'en déduire davantage d'information concernant le temps de résidence moyen de l'eau et les vitesses de circulation moyenne dans le système. C'est pourquoi nous avons utilisé le logiciel Multis qui, comme nous l'avons expliqué précédemment, permet d'apporter une information quantitative sur les temps de résidence moyens des différents échantillons.

3.4.5.1 Chronique du tritium dans l'eau de pluie.

Comme on l'a précisé paragraphe 3.4.1.3, la distribution du tritium dans l'eau de pluie varie à la fois dans le temps et dans l'espace. Notre site d'étude est localisé en bordure d'océan donc influencé par des masses d'air océaniques qui ont pour effet de diluer le signal tritié. Or la détermination des temps de résidence moyens nécessite de connaître la fonction entrée correspondant à la zone d'étude. Aucune mesure de tritium dans l'eau de pluie n'ayant jamais été effectuée en Bretagne, il nous faut, par conséquent, choisir parmi les stations de mesure appartenant au réseau IAEA, les plus proches de Ploemeur. Nous avons choisi plusieurs stations parmi les plus proches de notre zone d'étude, situées dans des contextes géographiques différents.

Nous avons choisi les stations suivantes :

- le Mans (France), 200 km de l'atlantique : mesures de 1975-85
- Valencia (Irlande), en bordure de l'atlantique : mesures de 1975-85
- Thonon les Bains (France), continental : chronique complète : 30 ans

Parmi ces données, seule la chronique de tritium mesurée à Thonon est complète (Figure II 39a). L'inconvénient est qu'il s'agit d'une station située à l'intérieur du continent donc peu influencée par les masses d'air océaniques. Utiliser cette chronique comme fonction d'entrée contribuerait donc à surévaluer les temps de résidence moyens. Les stations du Mans et de Valencia se rapprochent d'avantage des conditions atmosphériques de notre site. L'inconvénient est que ces chroniques ne sont pas assez longues en temps pour être utilisées comme fonction d'entrée dans le logiciel Multis.

Pour palier à ce problème, nous avons construit une chronique 'corrigée', à partir de celle de Thonon en prenant en compte l'influence de deux autres. Pour cela nous avons recherché les corrélations qui existent entre les chroniques du Mans et de Valencia en fonction de celle de Thonon. Le nombre de stations de mesures du tritium dans l'eau de pluie étant limité, cette technique de reconstruction est très souvent employée dans les domaines de datation (Stimson J. et al, 1996 ; Mitchel L., R., 1994).

Nous avons ainsi pu établir, sur la période de mesures commune (Figure II 39b), une relation linéaire entre les chroniques du Mans et Valencia et celle de Thonon. Les pentes mesurées vont de 0,6, pour le Mans (Figure II 40b) situé à 300 km de la zone, à 0,44 pour Valencia (Figure II 40a) situé à 600 km au nord et en bordure d'océan. Le fait que les données du Mans soient mieux corrélées que les données de Valencia est principalement dû à l'influence des masses d'air océaniques. En effet on s'attend à une influence moindre des

masses d'air océaniques au Mans et donc une dilution moins importante du signal tritium. Notre site étant en bordure d'océan, il nous a donc semblé préférable, pour calculer notre nouvelle chronique, de choisir 0,44 comme facteur correctif. De plus nous avons constaté que sur la période de mesures disponibles, les teneurs de tritium dans les eaux de pluie du Mans sont supérieures à celles de Thonon. Cela met clairement en évidence les pollutions via des centrales nucléaires civiles.

3.4.5.2 Résultats.

Nous avons calculé les temps de résidence moyens de nos différents échantillons à l'aide du logiciel Multis, développé par J.Richter et P.Szymzak, 1992. Nous avons utilisé ce logiciel sous licence du CRG de Thonon les Bains.

On rappelle, que l'utilisation de ce logiciel nécessite la connaissance, pour chaque échantillon, d'un modèle de circulation.

3.4.5.2.1 Utilisation du Logiciel :

Paramètres d'entrée :

Pour les trois modèles hydrodynamiques utilisés, les paramètres sont les suivants : la chronique de tritium dans les eaux de pluie, la date de prélèvement et la valeur de tritium mesurée. Le modèle de type infiltration nécessite, en plus, de définir le pourcentage d'une des composantes.

Paramètres de sortie :

Modèle de type piston : temps de résidence moyen.

Modèle de type dispersif : temps de résidence moyen, coefficient de dispersion et pourcentage eau jeune.

Modèle de type infiltration : temps de résidence moyen des deux composantes.

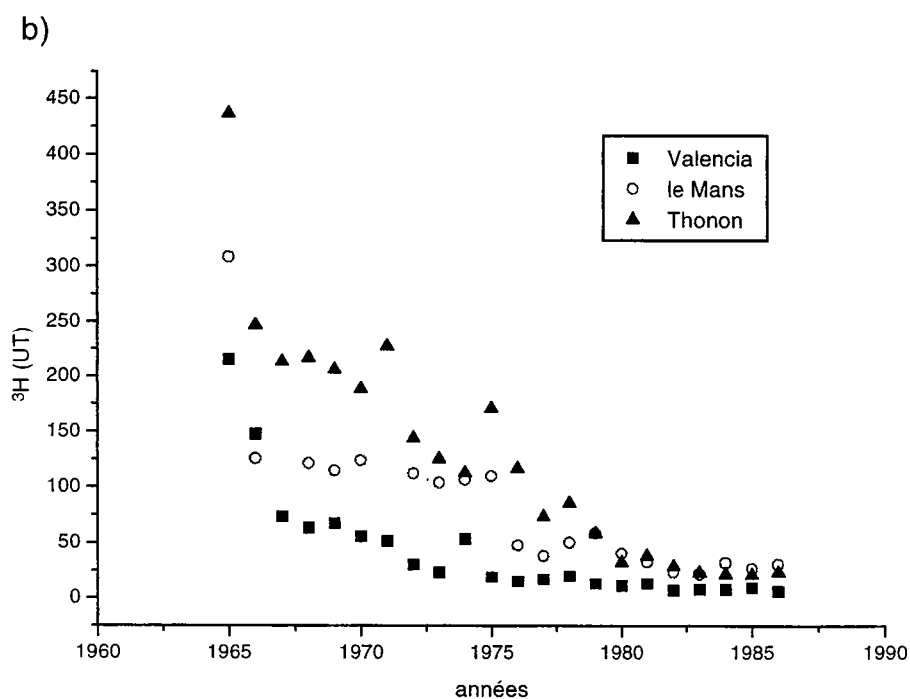
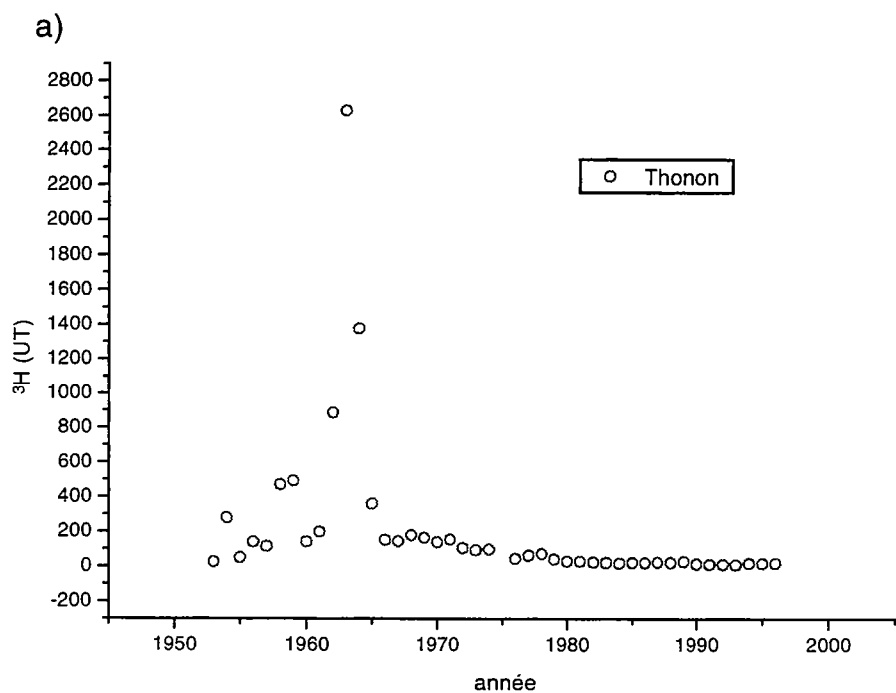


Figure II 39 : a) Chronique du ^3H mesuré à Thonon depuis 1950, b) Portions de chroniques de ^3H de Thonon, Valencia et Le Mans.

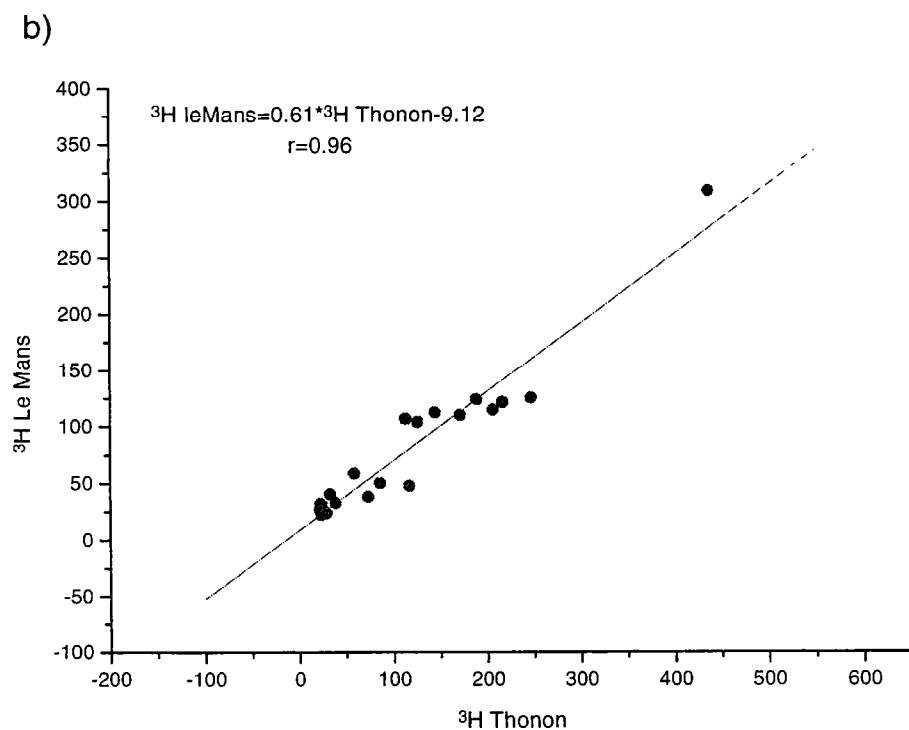
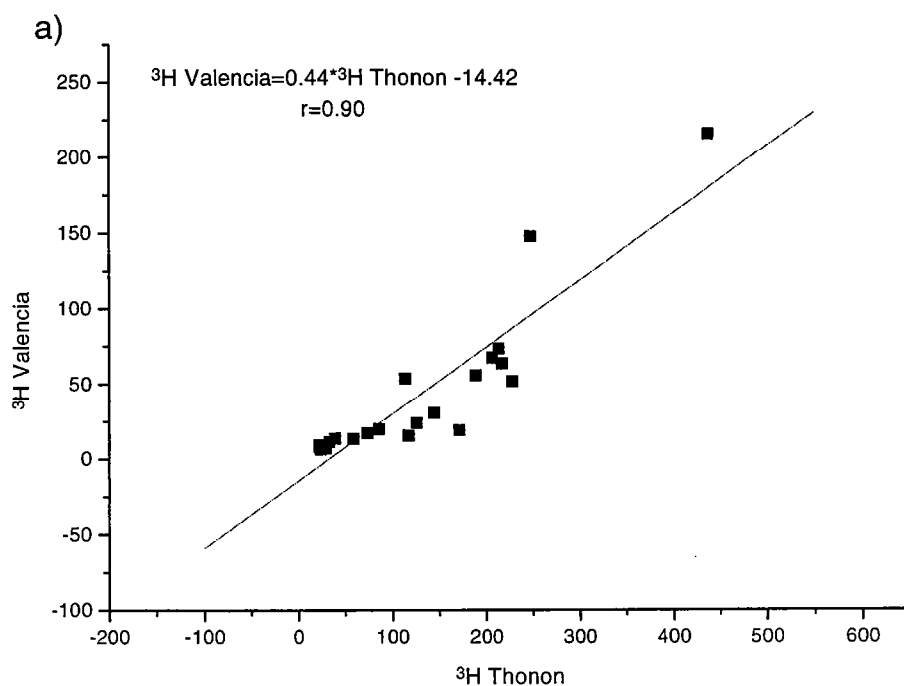


Figure II 40 : a) Corrélation avec la chronique de Valencia (Irlande). b) Corrélation avec la chronique du Mans (France).

3.4.5.2.2 Résultats :

Forages	Modèle piston: temps de résidence moyen (ans)	eau jeune	Modèle dispersif : temps de résidence moyen (ans)	% eau jeune	paramètre de dispersion
F9	7,5 (100%)	100	9,5	70,3	2000
F19	7,5 (100%)	100	9,5	70,3	2000
F6	2 (100%)	100	42,5	30,7	900
F17	10 (100%)	100	65	15,4	5
F29	11 (100%)	100	29	31,2	4800
MF1	14 (100%)	100	51	23,4	2900
F36			85	14,7	3100
Pe			115	11,1	3400
F31			144	8,4	3700
MF2	42	0	345	2,5	3800

Tableau II 28 : Temps de résidences moyens, calculés à partir du logiciel Multis.

Précisions des mesures :

L'erreur sur les temps de calcul va dépendre de :

- l'incertitude sur la chronique d'entrée. N'ayant aucune mesure des concentrations en tritium contenue dans l'eau de pluie à Ploemeur, nous avons construit une nouvelle chronique à partir de corrélations entre les chroniques de Thonon et Valencia. L'erreur sur la chronique est, par conséquent, difficile à estimer.

- nous avons réalisé le calcul à partir d'un seul point de mesure. Plus le nombre de mesure est grand, meilleur est la précision.

Vu ces incertitudes, il ne nous a pas semblé utile d'ajouter des barres d'erreur. Les âges obtenus correspondent en fait à des ordres de grandeur.

3.4.5.3 Interprétations.

A partir des différents âges calculés, nous avons déterminé la typologie suivante :

$5 < {}^3\text{H} < 8,5 \Rightarrow \tau < 10 \text{ ans}$
$3 < {}^3\text{H} < 5 \Rightarrow \tau < 100 \text{ ans}$
$1 < {}^3\text{H} < 3 \Rightarrow \tau < 150 \text{ ans}$

Un seul forage ne rentre pas dans cette typologie. Il s'agit de MF2 dont le temps de résidence calculé à partir d'un modèle de type piston est de l'ordre de 40 ans. Cet âge correspond au temps nécessaire pour traverser ce type d'altérites. Ces eaux se sont infiltrées

juste avant le début des essais thermonucléaires. Ne contenant pas de tritium, une mesure de carbone 14 a été réalisée sur un échantillon d'eau de MF2. Du fait de la demi-vie du radiocarbone, cette méthode nous a fourni un temps de résidence maximum correspondant à 900 ans.

Pour le mini-forage MF1, nous avons émis l'hypothèse que les arrivées d'eau récente proviennent des fractures connectant le fond du forage. D'après le contexte, deux modèles ont été utilisés pour la détermination des temps de résidence moyens de cet échantillon. D'après les résultats, le temps de résidence est soit de l'ordre de 10 ans soit de l'ordre de 80 ans. D'après les analyses du tritium nous avons déterminé un mélange 50-50 entre une eau récente et une eau ancienne, de type MF2. Si on considère l'âge de 51 ans cela indique que des eaux légèrement plus anciennes que MF2 circulent par les fractures connectées. Concernant l'âge de 10 ans, cela nous indique une vitesse d'infiltration rapide, très certainement verticale, à travers les altérites. Le fait que MF1 soit dans la zone pompée et bien connecté avec F29 tend à nous indiquer une contribution rapide et plus importante au niveau de cette zone. De plus on rappelle que les mesures géophysiques et les observations géologiques ont indiqué la présence d'une zone de fracture verticale d'orientation N20, localisée au niveau de la zone de forage.

A partir des différents temps de résidence, nous avons calculé pour tous les forages des vitesses de circulation verticales moyennes. Nous avons reporté ces résultats sur la Figure II 41, en indiquant pour chaque forage, le modèle utilisé.

L'observation de cette carte met en évidence la présence de deux zones ayant des vitesses de circulation verticales moyennes plus ou moins rapides. La zone 1, comprenant les vitesses les plus rapides, correspond aux forages situés à plus de 300 m de PE, principalement dans du granite. Nous n'avons pas réalisé de mesures de tritium dans tous les forages, néanmoins il apparaît raisonnable, d'après le contexte géologique et chimique d'extrapoler ces résultats aux forages F34 et F20. Le forage F34 est situé à environ 150 m de PE. Cette zone de vitesse rapide forme une sorte de bouclier autour de la zone de bas-fond qui correspond à la zone de circulation lente. Vu le degré d'exploitation et les vitesses de circulation, ce périmètre ne peut à lui seul assurer la réalimentation nécessaire de l'aquifère. Dans ces conditions le modèle de drainance, présenté précédemment, apparaît le bon candidat pour expliquer le fonctionnement de cet aquifère.

Concernant les vitesses d'infiltration dans les altérites nous avons calculé une vitesse moyenne de l'ordre de $2,1 \cdot 10^{-8}$ m/s soit 0,7 m/an. Cette vitesse correspond à la vitesse de recharge dans des altérites de types granite/micaschistes altérés. Pour le forage MF1 la situation est différente est nous avons calculer une vitesse d'infiltration de l'ordre de $6,3 \cdot 10^{-8}$ m/s soit 2 m/an.

3.4.6 Conclusions.

Les résultats obtenus à partir de l'étude du tritium et du carbone 14, nous confirment la complexité de la circulation et de la réalimentation dans le milieu. L'utilisation de ces isotopes nous a apporté les conclusions suivantes :

1) du fait de la structure de notre système, les eaux prélevées correspondent, en majorité, à un mélange, en différents pourcentages, entre des 'eaux actuelles' et des 'eaux anciennes', infiltrées avant 1950. Le pôle 'eau actuelle' correspond à des eaux ayant des

teneurs en tritium élevées de type F9 et F19 alors que le pôle 'eau ancienne' correspond à des eaux sans tritium comme MF2. Les eaux les plus récentes correspondent aux eaux du groupe A alors que les eaux comportant une composante eau ancienne correspondent au groupe B.

2) nous avons calculé les temps de résidence moyens à partir de différents modèles hydrodynamiques. Dans les cas où nous avons émis plusieurs hypothèses, nous avons utilisé différents modèles de circulation. A partir des résultats obtenus pour tous les puits hormis MF2, nous avons défini la typologie suivante, nous fournissant, à partir d'une mesure de tritium un temps de résidence moyen :

$$5 < {}^3\text{H} < 8,5 \Rightarrow \tau < 10 \text{ ans}$$

$$3 < {}^3\text{H} < 5 \Rightarrow \tau < 100 \text{ ans}$$

$$1 < {}^3\text{H} < 3 \Rightarrow \tau < 150 \text{ ans}$$

On rappelle que les âges obtenus sont modèles dépendants.

Pour MF2, mini-forage dans les altérites, nous avons calculé un âge compris entre 40 et 50 ans. Cette valeur correspond à la circulation dans des altérites, composées de granites et de micaschistes altérés. Concernant le deuxième mini-forage, nous avons déterminé un temps de résidence de l'ordre de la dizaine d'année, privilégiant une circulation principalement verticale.

Pour les forages F9, F19, F6 et F17 nous avons considéré un modèle de type piston et calculé un temps de transfert moyen inférieur à 10 ans. Les vitesses de circulation dans ces zones sont rapides et correspondent à l'influence de fractures verticales.

Pour les autres forages, influencés par l'effet du pompage, nous avons considéré un modèle de type dispersif. Pour les forages F29, F36, Pe et F31, nous avons émis l'hypothèse que l'âge de 'l'eau ancienne' présente dans ces forages était plus vieille que l'âge de MF2. Ces résultats semblent en accord avec l'hypothèse proposée. L'origine de cette eau ancienne apparaît limitée au niveau de la zone de forage. Par conséquent, cette eau proviendrait d'échanges entre la roche en place faiblement fracturée et la zone très fracturée par le mécanisme de drainance. Dans ces conditions, on peut penser que les extensions de la zone de recharge sont orientées vers le nord, dans la même direction que la zone de contact.

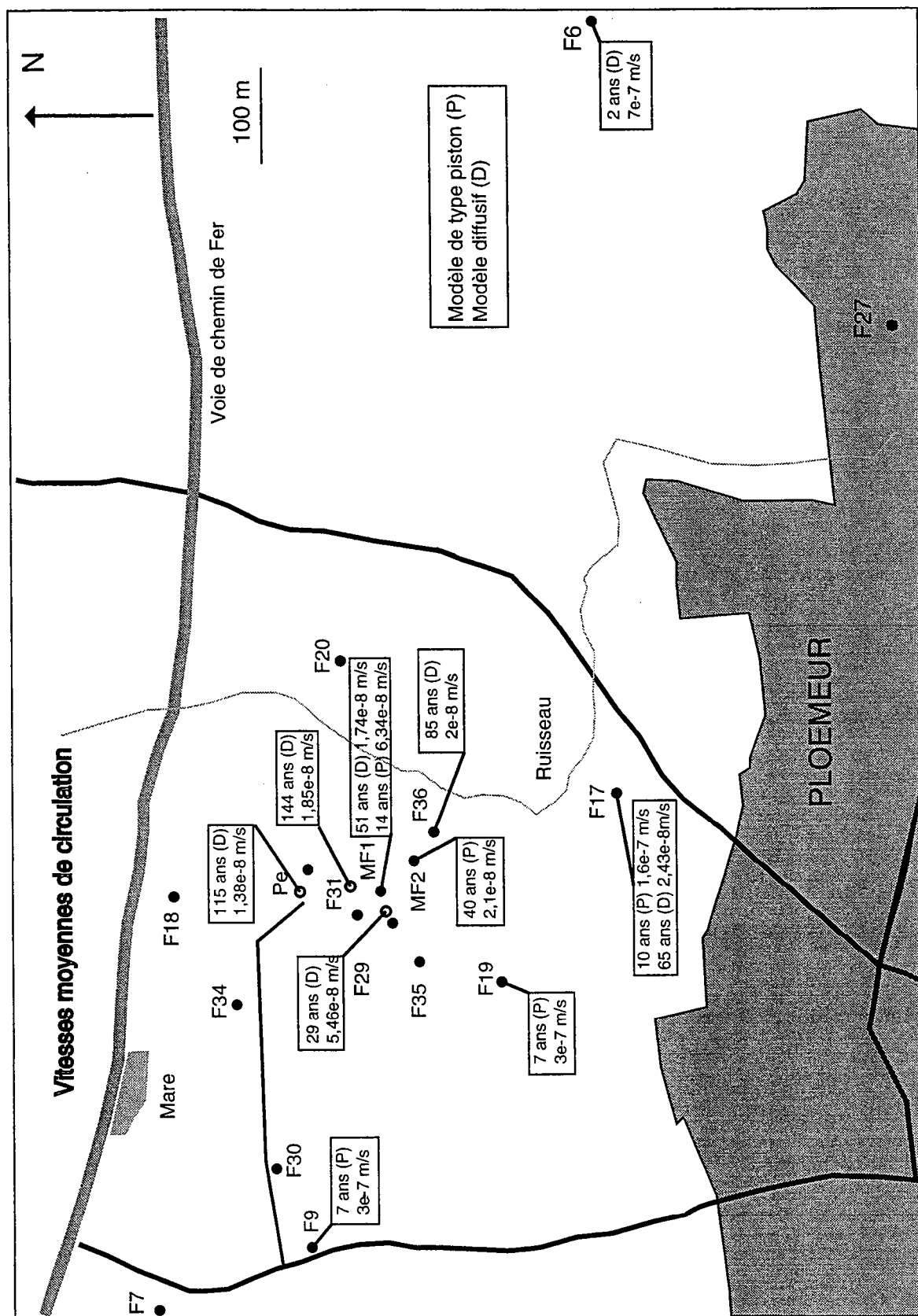


Figure II 41 : Ages et vitesses d'infiltration, calculés à partir des analyses de tritium.

3.5 Caractérisation temporelle.

Relating nitrate reduction to the groundwater exploitation of a fractured basement aquifer (Ploemeur area, France).

Corinne Tarits

LARAAH, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France

Philippe Davy and Frédéric Touchard

Géosciences Rennes, UPR 4661 CNRS, Rennes, France

Pascal Tarits

IUEM, UMR CNRS 6538, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France

Abstract. During a seven years period, the production rate, and the electrical conductivity were recorded, and the dissolved anionic species were analyzed in the tap water from a deep water plant in a fractured bedrock system in Brittany. The chemical characteristics of the groundwater collected in 18 wells located in the site, allows us to distinguish two different areas. One is weakly influenced by the pumping and is characterized by elevated NO_3^- concentrations, and small residence time. The other area is directly connected to the main pumped well and reduction of NO_3^- with a corresponding production of SO_4^{2-} is apparently the result of the denitrification process occurring in pyrite bearing fractures. Groundwater there is much older. We applied a macroscopic model of bacteria growth and related denitrification to the nitrate and sulfate evolution through time. The nitrate consumption is modeled in order to predict the kinetics and efficiency of the denitrification process, the nitrate input variations, and the rate of water mixing through time as the result of continuous pumping. The model predicts a time evolution coherent with the data set, and particularly on the first stages of the system exploitation.

Introduction

Brittany is traditionally supplied in tap water using catchments or surface water reservoirs. Over the past few decades, discharges of nitrate from drains or shallow wells increased in response to the anthropogenic inputs [Jordan *et al.*, 1997]. Correlations between anthropogenic inputs and fertilizer application, cultivation of nitrogen fixing crops, agricultural products and fossil fuel combustion have been studied by numerous authors [e.g. Hill, 1978; Osborne and Wiley, 1988; Mason *et al.*, 1990; Jordan and Weller, 1996]. The spatial distribution of the groundwater quality is not related to water contamination aspects only. It also depends on water pathways, and thus on the hydraulic properties in the underground medium [Grambell *et al.*, 1973; Spalding and Exner, 1993; Brenner and Mondok, 1995].

In Brittany, the need for development of deep water resource plants has been generated by the emerging concern about the problems of the agriculture water contamination. But, no large regional aquifer is available in the Breton silicated bedrock, and aquifers are generally located in the fracture system of the basement. The large porosity of the fractures and a wide connectivity are the conditions for the exploitation of large and durable water resources. Understanding the aquifer functioning is crucial for its management essentially to prevent any possible contamination by the anthropogenic surface activities after several years of exploitation. Understanding the physics and the chemistry of fractured aquifers poses several problems that are mainly related to the heterogeneity of the fluid flow, and the biochemical processes such as the denitrification which may affect the fate of nitrate.

The main purpose of this paper is to describe, and to model the observed changes in the chemical composition of the groundwater, particularly in the nitrate and sulfate contents, which are related to the beginning of the exploitation of a deep water resource in a Breton fractured system. The paper examines (1) the principal processes which influence the groundwater quality, (2) the possible relationships which may exist between the changes in the chemical composition of the groundwater and the water fluxes induced by the exploitation, and (3) the feasibility to model the main physical and chemical processes (kinetics, efficiency, etc...). The understanding of both the transport of nitrate through the fractures in the basement and the biogeochemical processes within the fractures which consumes nitrate is very important to the proper evaluation of the long term effect of nitrate pollution on groundwater quality [Postma *et al.*, 1991].

Site Description

The Ploemeur site is a deep-water plant exploited since June 20th 1991, as the main tap water resource of a middle size city (15,000 inhabitants). The annual water production is about 10^6 m^3 . The site is located on a 2.5 km^2 watershed, at an average altitude of 25m above the sea level. This land includes three varieties of land uses: the domestic airport of Lorient, farms and the city of Ploemeur itself (Figure 1). The agricultural land use represents 60% of the watershed surface. It consists of livestock production and cropland. The predominant crops are vegetables and corn. The livestock production is dairy. Regional estimates of the excess amount of fertilizer used on this area in 1995 was about 50 kg N.ha^{-1} [Roussel and Gallat, 1996].

The geology of the zone was studied from cuttings obtained from the drilling of the 18 boreholes (Figure 1), and from cross sections observed along the sea shore. The site is located above a flat-lying contact between a granitic massif and country rocks made of micaschist. This contact zone consists of alternating sub-horizontal domains mainly made of granites, micaschistes or pegmatites. These are strongly weathered down to about 35 m below the surface. Below the weathered zone, rocks show variable amount of fractures. The main fracture zones correspond to a major hydraulic path and coincide with pegmatite-rich area (Figure 1). The Ploemeur water plant has been set up in a productive pegmatitic structure which is located at depths of about 50 to 100 m below the surface.

Among the 18 boreholes, 4 boreholes are now pumped wells (solid squares in Figure 1). The tap water is extracted from one main pumped well, PE from June 1991. During the first 417 days, the tap-water production rate was about $80 \text{ m}^3.\text{h}^{-1}$. It then increased to $120 \text{ m}^3.\text{h}^{-1}$ with the start of two new pumping wells F29 and F31. The production peaks at around $140 \text{ m}^3.\text{h}^{-1}$ during the summer time (Figure 4). The fourth pumped well, F17 is not included in the total production of the Ploemeur water plant. The tap water exploited from this pumped well, is used to feed a fountain located in the Ploemeur downtown. Twelve boreholes are used as observation wells and they have been drilled at 70-125 m deep below the ground surface (open squares in Figure 1). Two shallow boreholes, MF1 and MF2 (-35 m) are also used as observation wells in the weathered domain (Figure 1).

Constraints about the Hydraulic Properties

With the optics to study and to model the water quality, some knowledge of the hydraulic behavior of the aquifer is necessary. But predicting flow paths and velocities in a fractured media is difficult because of the complex geometry of the fractured network and of the wide range of densities, lengths and apertures of fractures [Neretnieks, 1985].

With the primary aim to control the evolution of the recharge of the aquifer, piezometer levels have been regularly measured in the 18 wells since June 1991. An example of the measured piezometric response in the well F19, localized at 330 meters from the main pumped well, is illustrated in Figure 2 (a). The comparison with the rainfall and the pumping rate showed a good correlation with piezometric responses. We have constructed the 3D piezometric surface of the aquifer with the piezometric level series, at different dates since the beginning of the exploitation. We present in Figure 2 (b) the surface corresponding to the period of September 1996. The maximum drawdown depression is localized in the zone of the pumped wells. The general shape provides an indication of the volume concerned by the exploitation. The history of the depression shows that its width increases with time. Hence the in situ/local recharge does not balance the pumped volumes.

Constant rate pumping tests have been performed with the primary aim to study the hydraulic properties of the fractured zone at different scales. The drawdown curves were measured in the 15 wells of the site (see an example in Figure 2, c). We especially focussed the analysis on the scale dependence of the hydraulic parameters. First, we observed that the area directly connected to the pumped wells was about 250.10^4 m^2 . A more quantitative estimate of the hydraulic parameters requires to make some assumptions about the hydraulic model. If we consider that the fracture pattern may be assimilate to a 2D plan with no vertical recharge, the classical Theis/Jacob model applies, whose parameters are the transmissivity and the storage coefficient. We derived the parameters using a minimization procedure. Whatever the distance to the pumping well, the transmissivity was found rather constant with a value of about $1.5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. But the storage coefficient decreases by one order of magnitude with the distance to the well pumped during the hydraulic test. This behavior demonstrates that some hypothesis of the 2D-plan model are not valid. In particular, we observe that the connectivity is much larger at large scale than in the 2D-plan model. A

complete interpretation of these results, in particular by considering a generalization of the Theis/Jacob model to non integral flow dimension [Barker, 1988], will be presented in a further study.

Groundwater Chemistry

Data Collection and Analysis Methods

From the time the exploitation of the water resources in the Ploemeur area started:

(i) the production rate, and the electrical conductivity (E.C.) were recorded, and NO_3 , Cl , SO_4 , and alkalinity were analyzed at the pumping well PE most of the time every 10 days to control the quality of the tap water extracted from the water plant.

(ii) seven complete chemical analyses have been performed for the major ionic species and traces elements in PE between 19/02/91 and 21/05/97.

(iii) water samples were collected at 29 sites in the Ploemeur basin during 6 field experiments between April 96 and January 98, representing groundwater from the pumped wells, groundwater from the observation wells, river waters, spring waters, rain waters, and lake waters.

Chemical analysis of the concentrations of NO_3 , Cl , SO_4 , and alkalinity in the time series were performed by the "Centre de Génie Industriel" laboratory (C.G.I.), F-56520 Guidel, following the French standard methods recommended in AFNOR [1994]. Five of the seven complete chemical analyses of PE were also performed by this laboratory. The first analysis have been performed on 19/02/91, the day the well had been drilled, four months before the exploitation actually started. A second analysis was made on 19/08/91 about two months after the exploitation of the Ploemeur groundwater resource started; since then three other analyses had been performed by CGI. The precision of the CGI determinations was 10%.

We performed our own analyses at the pumping well PE twice to check with the CGI results. We collected and analyzed water samples from the different sites of the Ploemeur area between April 96 and January 98.

An automatic two-holes groundwater sampler was used to collect water in the wells at predefined depths. At each location, at least two samples were collected. One sample (250 ml) was obtained for analysis of major ions. This sample was divided into two subsamples. The first subsample was used for cation and trace element analysis and the second subsample for analysis of the anions. A selected set of samples was collected for tritium (^3H) analyses and dissolved organic carbon (DOC) determinations. All waters for cations and trace elements analysis were filtered through a 0.2 μm mesh on site using filters, and all the samples were acidified with 2 ml HNO_3 , 2N. During the May 1997 field experiment, one sample has been collected for ^{14}C analysis.

At each location, the water temperature, pH, and salinity-conductivity were measured in the field. Where feasible, instrument probes were placed directly in the fluid. For most samples, total alkalinity (Alk.) was determined by H_2SO_4 (0.04N) titration within a few hours of collection. Electrical Conductivity and temperature were measured using a WTW Conductivity Meter LF196, equipped with a TetraCon 96-1.5 electrode. The electrode was calibrated at air conditions (0.00 μS) and in a standard buffer solution (Hanna instruments: 12,880 $\mu\text{S}/\text{cm}$). The pH was measured by means of a WTW pH 320 instrument, equipped with a pH-combined electrode with integrated temperature sensor, SENTEX 97T. Automatic calibration was carried out with WTW technical 4.01 and 7.00 buffer solutions. Special care was taken in performing on-site calibrations in order to be as close as possible of the in-situ temperatures.

Major ions analyses and selected trace elements were determined few days after each field experiments. Ca, Mg, Na, K, and Fe_{total} were measured using an inductively coupled plasma atomic emission spectrometer (ICP-AES) (ISA Jobin-Yvon JY 70 Plus); NO_3 , Cl , SO_4 , and Br were measured by means of ionic chromatography (DIONEX DX-100), and SiO_2 by means of colorimetry (HACH DR-4000 spectrophotometer). All the resulting cation-anion charge balances are within 10%, for most samples it is less than 5%. The precision of all but alkalinity and SiO_2 determinations was better than 3%. The precision of alkalinity and SiO_2 determinations was 8% and 5%, respectively.

^3H was determined by the "Centre de Recherches Géodynamiques" of Thonon-les-Bains following the standard method consisting in a electrolytic enrichment and a analysis by the liquid scintillation counting method. The precision of the measures is 0.5 tritium unity (TU). ^{14}C was also analyzed by the "Centre de

Recherches Géodynamiques » of Thonon-les-Bains following the standard method of liquid scintillation counting.

DOC was measured by CGI with a precision of 10%. The method used for the DOC determinations was a catalytic oxydation.

History of the Water Quality at the pumping well

The analytical results for PE between 19/02/91 and 21/05/97 (Table 1) show that the quality of the groundwater extracted from the Ploemur water plant has changed since the beginning of the exploitation. The Figure 3 (a) shows the temporal evolution of the electrical conductivity at PE. The electrical conductivity has increased up to 75% between 19/08/91 and 06/02/95. The Figure 3 (b) shows that the electrical conductivity is mostly related to Na+K and Cl and that all the major ionic species concentrations but the nitrate increase between 19/08/91 and 06/02/95. The change in the electrical conductivity seem to be caused by the increase of anionic species such as sulfate and the alkalinity (+101%) and the hardness increase for the cationic species (+90%). Meanwhile, we note a 77% decrease in the nitrate concentration.

The Figure 4 presents the temporal evolution of nitrate, chloride, sulfate, and the alkalinity with the production rate. We observe a strong anti-correlation between the sulfate and nitrate variations through time.

In the first 417 days, during which the pumping rate is about constant ($80 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$), we observe a regular increase in the sulfate concentration (about +100%) along with a corresponding decrease of the nitrate (about -70%). Within the first 160 days, the consuming rates of nitrate is comparable with the production rate of sulfate, $0.06 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1} \cdot \text{days}^{-1}$ and $0.07 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1} \cdot \text{days}^{-1}$ respectively. Note that the nitrate decrease is over after 150-160 days. Between 150-160 days and 417 days after the exploitation started, nitrate contents in PE tend to stabilize. Conversely, sulfate increases more. Besides, in the first 417 days, the chloride and alkalinity increases by about 20% and 15%, respectively.

At 417 days after the exploitation started, the pumping rate was increased from 80 to $120 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ by bringing two new wells, F29, and F31 into production. A dramatic decrease of the sulfate ($-8.0 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) is observed along with a small nitrate concentration increase ($+2.0 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), due to the mixing between different groundwater. A small decrease of the alkalinity ($-2.4 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) is observed 28 days later. No change is observed in the chloride variation. The evolution of the anions can then be divided into two distinct categories:

- (1) the long term evolution of the concentration of all anions but the chloride;
- (2) the short-time variations, generally associated with rapid changes in the production rate, affecting sulfate and nitrate concentrations as well as alkalinity. Chlorides are not very sensitive to these abrupt changes (Figure 4).

Spatial distribution of the water quality

The chemical composition varies spatially as well. The data were collected in the major hydraulic paths of each well (Figure 1) in May 1997. The concentration of ^3H was measured for some samples in order to provide a rough estimate of the age of water. The relation between the sulfate and the nitrate composition (Figure 5, a) shows the main types of water quality found in the study area. Two groups may be distinguished (Figure 5, a): young waters ($^3\text{H} > 7.0 \text{ TU}$) with a linear trend between nitrate and sulfate concentration ($[\text{SO}_4]/[\text{NO}_3] \sim 0.2$), and older waters ($^3\text{H} < 5 \text{ TU}$) with a much larger ratio between sulfate and nitrate concentrations.

The first group, named (A), corresponds to wells outside the main hydrological drawdown and is characterized by elevated nitrate concentrations. This suggest that this group (A) is not representative of the original groundwater. On the contrary it seems to correspond to superficial draining water which probably filled each boreholes after the drilling. Note that this water has not been replaced by then. The second group, named (B), is clearly within the area where the flows due to the exploitation are important (Figure 5, b).

In Figure 6, we present a comparison of the chemical composition of three representative water qualities: (1) the main pumped well, PE, in 1991 six months before the exploitation started, and in 1997, (2) the shallow well, MF2 located in the weathered domain and for which the water was found to be the oldest of the data set ($^3\text{H} < 0.9 \text{ TU}$ and $^{14}\text{C} = 86.2 \pm 0.72 \text{ cpm}$) – the water sample belongs to the group (B) -, and (3) the well F6 located at about 1 km from PE outside of the hydrological drawdown (Figure 2, b) which tritium content is one of the largest recorded indicating a recent water ($^3\text{H} = 7.0 \pm 0.5 \text{ TU}$). This site is in the group (A). The initial composition of PE (before the exploitation) is similar to the one recorded in MF2. In

contrast, the 1997 record shows a composition comparable to F6, except for the nitrate and sulfate (and alkalinity) contents. But the total concentration of nitrate and sulfate in PE is similar to F6, suggesting that the nitrate is substituted by sulfate. This evolution for PE suggests a control by both a physical process (mixing with superficial drainage water), and a chemical transformation (denitrification).

Discussion : Evidences for an In-situ Denitrification Process

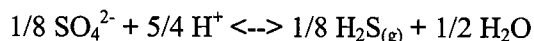
In aquifer studies, authors have reported results about long term evolution of both nitrate and sulfate [Howard, 1985; Kölle *et al.*, 1985; Mariotti, 1986; Van Beek *et al.*, 1988; Mariotti *et al.*, 1988; Rödelberger, 1989; Frind *et al.*, 1989-1990; Postma *et al.*, 1991; Engesgaard and Kipp, 1992; Pauwels, 1994; Pauwels *et al.*, 1996; Koenig and Liu, 1996]. The removal of nitrogen from groundwater is generally attributed to the biological denitrification process [Stumm and Morgan, 1981; Mariotti, 1986; Rödelberger, 1989]. The evolution of the water chemistry in such environment depends on both the availability of the electron donors in the solid phase or in the groundwater and the presence of electron acceptors. Potential electron donors which are thermodynamically able to reduce nitrate are organic matter, pyrite and Fe(II)-silicates [e.g., Postma *et al.*, 1991]. Electron acceptors are mostly transported by water and they are oxygen, nitrate, reduced dissolved iron and eventually sulfate. Also, MnO_2 may be associated to the redox processes although it is a solid oxidizer.

Nitrate is available from natural sources (nitrification) or it is a constituent of the fertilizers. Sulfate may have diverse origins. Sulfate is a natural constituent of the sea water. Sulfate may be anthropogenic because of the industrial pollution in the atmosphere. Sulfate is implicated in biogeochemical reactions such as the denitrification process. Mariotti [1986] reviewed the processes which may produce nitrate variations in the aquifers, either with depth or in the direction of the groundwater flow. Denitrification but also dilution with old waters which contains no nitrate as well as nitrate uptake by vegetation are among the processes which are proposed

Denitrification is one redox process among many processes active in the underground. The redox reactions are irreversible because they are biologically mediated. Heterotrophic chemo-organotrophic denitrifiers oxidize organic substances while reducing nitrate to nitrogen gas. In this case, hydrogencarbonat is formed. When organic material is present only at low concentration in sediment composition, autotrophic chemolithotrophic bacteria such as *thiobacillus denitrificans* may use reduced sulfur compounds such as pyrite to reduce nitrate and the reaction produces sulfate, gaseous nitrogen and ferrous iron [Rödelberger, 1989; Frind *et al.*, 1990; Postma *et al.*, 1991]. Redox conditions in the aquifer may be described by characteristic redox species [Champ *et al.* 1979; Berner, 1981; Postma *et al.*, 1991]. Postma *et al.* [1991], Appelo and Postma [1993] show that an aquifer located below arable lands may be divided into a upper oxic zone and a lower anoxic zone. In the oxic zone, oxygen and nitrate are the main electron acceptors. At the redoxline separating the oxic from the anoxic zone, both oxidizers are consumed until the concentrations drop to zero and sulfate and Fe^{2+} concentrations increase. In the anoxic zone, Fe^{2+} concentrations decrease with increasing depth. Sulfate may also decrease downward if it is the only oxidizer left in the system. In this case, the presence of H_2S should be observed. However, in fractured rocks of very low matrix permeability, such as crystalline rocks, fluid flow is often very heterogeneous and focused in few fractures [Neretnieks, 1985; Bour and Davy, 1997]. In this case, classical theories of hydrogeology that consider an equivalent porous media is difficult to apply.

In the Ploemur site, the characteristic redox species are nitrate in the group (A) groundwater quality and sulfate is probably for one part at least, the end product of the denitrification process in the group B groundwater. Nitrite and ammonia concentrations are negligible in the analytical results of PE (Table 1) which indicate that N_2 is certainly the predominant reduction product. The dissolved inorganic carbon (TIC) does not vary as much as sulfate and nitrate. In both the groundwater's quality groups (A, and B), the TIC is relatively uniform. For instance in September 1996, the group A has an average TIC of 2.20 ± 0.48 mM while in the group B, the average TIC is 1.98 ± 0.32 mM. This suggests a common origin for the dissolved inorganic carbon. In theory, the dissolved inorganic carbon may be the result of the reduction of NO_3 to N_2 by the organic matter. If this process was predominant in the Ploemur hydrogeochemical system, a small nitrate content in groundwater of the group (B) with respect to the waters of the group (A), should be balanced by a high TIC content. This is not observed. Hence which the oxidation of the organic matter may not be the main mechanism that reduces the amount of nitrate in the group B groundwater. In addition, the DOC content is small for all the measured samples (data not presented here). This is expected in an aquifer used for the drinking water supply. For instance, it is 2.33 mg.l^{-1} in the F6 sample and 1.76 mg.l^{-1} in the F9 sample (January 1998). Those water samples were taken -30 m below the ground surface during the January

1998 field experiment. The average DOC concentration is 1.69 mg.l^{-1} in the data set of the January 1998 field experiment (the samples were also taken -30 m below the ground surface). Also, we assume that the dissolved oxygen in groundwater of both groups (A, and B) has been exhausted, nitrate is the principal electrons acceptor. We have estimated the partial pressure of O_2 in equilibrium with the water at different depths with the assumption that the partial pressure of H_2S is between 10^{-2} and 10^{-8} atm [Stumm and Morgan, 1981]. We considered the following reaction:



All the estimations for $p\text{O}_2$ at different depths in the groundwater of Ploemeur, are below $10^{-30.0}$ atm (September 96 data not presented here).

In the solid phase, the reduced inorganic sulfur have been detected in the borings at depths corresponding to the change in the redox chemistry of the group (B) groundwater concentrations [Touchard, 1998]. These waters show a decrease in nitrate concentrations and an increase in sulfate. It is expected that organic matter is present at low concentrations at all depths but no organic matter has been detected during the analysis of the thin sheets made after rocks samples of the site.

Taking into account that the groundwater in the Ploemeur site contains almost no dissolved organic carbon, and that the dissolved oxygen is probably negligible, the oxidation of pyrite (FeS_2) and FeII by nitrate (Table 2) are considered to be the main biochemical reactions acting in the study case.

Constraints from a Denitrification Model

We tested a modeling approach of the nitrate consumption with time in order to estimate the kinetics and the efficiency of the denitrification process, the nitrate input variations, and the rate of water mixing with time as the result of continuous pumping. From the above observations we assumed that the water circulation induces a biological reaction which in turn triggers the denitrification process.

The approach is very simple. We considered an equivalent homogeneous medium as the reservoir of oxidizing substrate and a simple one-dimensional model of water transport and bacteria growth. It turned out that this model provided a very reasonable description of the observations.

Conceptual Model

The system is sketched in Figure 7. In order to describe the evolution of nitrate and sulfate, we assume that:

- the pumping drains superficial waters through fractures toward the well.
- the denitrification process is a redox reaction only between sulfurs and nitrates. Other redox reactions are not considered since the dissolved organic matter concentration is vanishingly small and the dissolved oxygen in groundwater has been exhausted.
- the bacterial activity within the fractures induces instantaneous redox reactions.

The modeling of the quality of the pumped water with time involves both the mixing of waters of different quality and the bacterial activity induced by the pumping. The conceptual model presented in Figure 7 shows that two sets of parameters have to be defined, namely the amount of nitrate and sulfate entering the system, and the metabolic parameters.

The growth of the bacterial population in a subsurface medium depends on different environmental processes such as the transport of dissolved substances in the fractures, the supply of the nutrients to the bacteria, the availability of the substrate, the temperature, the anaerobic conditions, the occurrence of toxic substances, the production of new biomass, the maintenance of the biomass and the decay of bacteria [Ghiorse and Wilson, 1988]. It is generally accepted that bacteria are able to attach firmly to solid substrates and form conglomerates. The conglomerates are biofilms that contain cells and extra-cellular polymer substances [Harvey et al., 1984; Characklis and Marshall, 1990; Cunningham et al., 1991; Hole et al., 1996]. The dynamical behavior of bacteria in biofilms in porous media has been described with conceptual models which consider that the dissolved nutrients in the aqueous phase reach the surface of the biofilm by advective-dispersive transport. The nutrients are transported toward the bacteria by diffusion within the biofilm. The structure assumed for the biofilm is used as a criterion to classify three different groups of models [Baveye and Valocchi, 1989]. In the first group the bacterial population forms a continuous layer

established on the surface of the subsurface solid phase [e.g., *Taylor and Jaff  *, 1990]. In the second group a set of microcolonies grows with a fixed shape [e.g., *Widdowson et al.*, 1988]. In the third group the bacterial activity and the substrate flux through the biofilm is described without assumption on the structure of the bacterial colonies [e.g., *Mac Quarrie et al.*, 1990; *Zysset et al.*, 1994].

For natural systems such as in Ploemeur, there is in general no information about the bacterial population. A macroscopic description of the bacterial activity is therefore preferred to study the dynamics of the system. We used the approach proposed by *Zysset et al.* [1994] that describes macroscopically the bacterial activity and the substrate transport through the biofilm. For this model, the diffusion within the biofilm is a limiting factor. According to *Zysset et al.* [1994] and on the basis of previous works [e.g., *Characklis* 1990], the bacteria activity is controlled by several processes, the production of new biomass by catalyze of a redox reaction, the energy consumption to maintain the bacteria structure, the decay of the bacteria population, the grow of the biofilm through advection and diffusion of the substrate, the adsorption/desorption of bacteria at the biofilm/free water interface. The macroscopic mass balance including the advective-dispersive transport of the bacteria and of the substrate are described thoroughly in *Zysset et al.* [1994]. They obtained the following sets of equations :

$$\begin{aligned}\frac{dc}{dt} &= Y\mu\lambda cn - (k_d + k_s)c + k_c b \\ \frac{\partial n}{\partial t} &= D \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - V \frac{\partial c}{\partial x} - \mu\lambda cn - k_m c \\ \frac{\partial b}{\partial t} &= D \frac{\partial^2 b}{\partial x^2} - V \frac{\partial b}{\partial x} - k_c b + k_s c\end{aligned}\quad (1)$$

The variables c , b and n are respectively the concentration of the adhering bacteria (g.l^{-1}), the suspended bacteria (g.l^{-1}) and the substrate concentration (M.l^{-1}). The parameters D and V are the dispersion coefficient and the average flow velocity in the biofilm. The coefficients Y , k_c , k_d , k_m and k_s are respectively the yield coefficient, the constant of adsorption rate, the constant of decay rate, the constant of maintenance rate and the constant of desorption rate. The coefficient μ is the ratio of the maximum specific growth rate to the half saturation constant [see *Zysset et al.*, 1994]. The coefficient λ may be assimilated to the effectiveness factor defined by *Atkinson and Davies* [1974]. This coefficient is a complicated function depending on the concentration of bacteria and substrate in the biofilm as well as the spatial distribution of the biofilm in the macroscopic volume of integration. *Zysset et al.* [1994] proposed a macroscopic description of this coefficient based on a logistic approach. Noting that λ should be about 1 when there is no diffusional limitation and should decrease to zero with increasing biofilm thickness, they use the following definition:

$$\lambda = \frac{\theta - c}{\theta} \quad (2)$$

The parameter θ is called the maximum capacity for adhering bacteria. We adopt this definition to model the bacteria activity in the natural system. The approach stands because the input nitrate increases slowly with respect to the time constants of the bacteria system dynamics.

The term of maintenance ($k_m c$) should be zero for vanishing concentration of substrate n . The observations (Figure 4) show that n never vanishes so this term is never null.

The differential system (1) was solved numerically by a finite difference scheme over a distance L with a step of 0.001 m. L was set to 0.4 m to save computation time. We tested that the results remained unchanged for longer L for the largest periods of time considered (2400 days). The boundary condition at $x=L$ was a constant gradient of concentration. For the time dependency, we used a 4th order Runge-Kutta integration technique along with a classical sequential two-step method [e.g., *Doussan et al.*, 1993; *Zysset et al.*, 1994]. For all calculations, the time step was set to 0.025 days.

Solution for constant nitrate and sulfate inputs

At the beginning of the exploitation, we expect the denitrification process to apply to the original water with constant nitrate and sulfate concentrations. According to the stoichiometric coefficients in the chemical reaction of denitrification (Table 2), the amount of consumed nitrate is balanced by an equivalent amount of

produced sulfate when these elements are expressed in mg.l^{-1} . Koenig and Liu [1996] show that the observed stoichiometric relationships in the autotrophic denitrification compare well with the previously reported.

The metabolic parameters are determined by fitting the solution of equations (1) to the data presented in Figure 4. The ratio $k_d/Y\mu$ may be derived from the asymptotic behavior of the equations (1). When the steady state for the substrate consumption is reached (after roughly 120-150 days), the equations (1) write:

$$\begin{aligned} 0 &= Y\mu \frac{\theta - c}{\theta} cn - (k_d + k_s)c \\ 0 &= -V \frac{\partial c}{\partial x} - \mu \frac{\theta - c}{\theta} cn - k_m c \end{aligned} \quad (3)$$

The suspended bacteria have vanished. The term of dispersion is negligible before the transport term as long as D/L (L is the length of the system) is small compared to V . This system has an analytical solution:

$$\begin{aligned} n - n_0 + B \log \frac{n - B}{n_0 - B} &= -Ax \\ c &= \theta \left(1 - \frac{B}{\mu n}\right) \\ B &= \frac{k_d}{Y\mu}, A = \frac{\theta}{YV} (k_c + k_s + Yk_m) \end{aligned} \quad (4)$$

n_0 is the substrate concentration at the input of the system ($x=0$). The solution for the substrate concentration n converges toward B for large L . The ratio B is obtained from the observed steady state substrate concentration (Figure 4) and is about 4 mg l^{-1} .

During about the first 120-150 days after the pumping started, the decrease in the concentration of nitrate from the concentration in the original water corresponds to the increase in the concentration in sulfate. After about 120-150 days, while the nitrate concentration becomes constant, the sulfate concentration keeps increasing. The pumping drains waters further and further from the pumping well. As a consequence, superficial waters with a significant anthropogenic signature mix with the original water. This effect is only visible in the sulfate concentration because the nitrate are continuously consumed by the bacteria. In addition, the anthropogenic water may contain a significant amount of sulfate (Figure 5).

At the early times (before about 120-150 days), it seems that only the nitrate of the original waters are consumed. The time constant of the sulfate increase and the nitrate decrease during this period should be controlled by the bacteria activity. Assuming that the bacterial activity is triggered by the pumping that forces the original water to flow through an anaerobic medium containing pyrite, the model presented before should account for the observations. Given the original concentration in nitrate and sulfate, we adjusted the metabolic parameters by mean of an iterative non-linear maximum gradient technique to minimize a misfit function to fit the data for the first 173 days. We defined the misfit function MF by:

$$MF = \sum_{it=1}^{nt} \left\{ \frac{[\text{NO}_3(\text{out})_{it} - \text{NO}_3(\text{obs})_{it}]^2}{SD[\text{NO}_3(\text{obs})_{it}]^2} + \frac{[\text{SO}_4(\text{out})_{it} - \text{SO}_4(\text{obs})_{it}]^2}{SD[\text{SO}_4(\text{obs})_{it}]^2} \right\} \quad (5)$$

$\text{NO}_3(\text{out})$ and $\text{SO}_4(\text{out})$ are the results of the model. $\text{NO}_3(\text{obs})$ and $\text{SO}_4(\text{obs})$ are the observations. nt is the number of data ($nt=15$). $SD(x)=1 \text{ mg l}^{-1}$, x is either $\text{NO}_3(\text{obs})$ or $\text{SO}_4(\text{obs})$. The minimization algorithm is an adaptation of the algorithm proposed by Fischer and LeQuang [1981].

The optimum metabolic parameters found with this procedure are given in Table 3 and the fit to the sulfate and nitrate data is presented in Figure 8 (a). Data are shown for 417 days. The solid lines are the model outputs for the 173 first days of data. The fit is quite good. The slight overshooting of the sulfate model with respect to the data may be caused by a small difference in the stoichiometric coefficients in the redox reaction.

We ran a sensitivity analysis to estimate the resolving power of the data on the model parameters (the initial concentration of suspended bacteria b_0 , the metabolic parameters θ , μ , Y , k_d and k_m and the transport parameters V , D). We varied them one at a time, the others being let constant. The results are presented in the Figure 9. We have reported the variation of the misfit MF along the ordinate axis against a three decade interval for each parameter (along the abscise axis). All the parameters but b_0 are resolved by the data. The later are not sensitive to the precise amount of suspended bacteria used to start the denitrification process.

After about 150-170 days, the model predicts a constant concentration in sulfate and nitrate (the dashed lines in Figure 8, a). The discrepancy between the prediction of the model after 150-170 days and the data indicates an additional input of nitrate and sulfate in the system. In Figure 8 (b), we present the difference between the observed sulfate concentration and the model for the 417 days. The residual is about zero for about 120-150 days and then starts to increase. This is in good agreement with the hypothesis that the original water mixes with waters drained by the pumping.

Solution for variable nitrate and sulfate inputs in one well

In this part, we model the effect of the increasing input of nitrate and sulfate in the system during the first 417 days of data. The 417th day, the water control city management started two new pumping wells, F29, and F31 close to the previous one that added about 40 m³.h⁻¹ of water to the original 80 m³.h⁻¹ from the former one. As a result, we observe a drop in the sulfate concentration and a slight increase in the nitrate concentration. We shall consider this effect in the next part.

In order to model the bacteria activity over the first 417 days (before the activation of the new pumping wells), we used the metabolic parameters determined in the previous analysis (Table 3). The nitrate and sulfate inputs are assumed to be of superficial origin. They have a constant ratio sulfate over nitrate R (Figure 5). We considered a linear increase for both the sulfate and nitrate concentration after 120 days.

Before 120 days, the input of nitrate and sulfate is given by:

$$\begin{aligned} [\text{NO}_3]_{\text{input}}(t) &= [\text{NO}_3]_0 \\ [\text{SO}_4]_{\text{input}}(t) &= [\text{SO}_4]_0 \end{aligned} \quad (6)$$

Between 120 and 417 days, the input is given by

$$\begin{aligned} [\text{NO}_3]_{\text{input}}(t) &= [\text{NO}_3]_0 + C_1(t-120) \\ [\text{SO}_4]_{\text{input}}(t) &= [\text{SO}_4]_0 + R.C_1(t-120) \end{aligned} \quad (7)$$

$[\text{NO}_3]_0$ and $[\text{SO}_4]_0$ are the concentrations in the original water. C_1 is the constant rate to be determined. $R=0.25$ is used in the following calculations (Figure 5 a).

On output, most but not all the nitrate was consumed while an equivalent amount of dissolved sulfate ion was added to the solution. The output of nitrate and sulfate is obtained as follow:

$$\begin{aligned} [\text{NO}_3]_{\text{output}}^{\text{well1}} &= [\text{NO}_3]_{\text{input}} - [\text{NO}_3]_{\text{consumed}}^{\text{well1}} \\ [\text{SO}_4]_{\text{output}}^{\text{well1}} &= [\text{SO}_4]_{\text{input}} + [\text{SO}_4]_{\text{produced}}^{\text{well1}} \end{aligned} \quad (8)$$

$[\text{NO}_3]_{\text{consumed}}$ is the nitrate consumed by the bacteria while $[\text{SO}_4]_{\text{produced}}$ is the sulfate produced (Table 2).

We used the approach described before to adjust the rate C_1 . We fitted the data up to 417 days ($nt=37$ in equation 5). The best fit obtained for $R=0.25$ is presented in the Figure 10a. The model reproduces quite well the time evolution of the nitrate and the sulfate concentrations. For this model, $C_1=0.029 \text{ mg day}^{-1}$.

Solution for variable nitrate and sulfate inputs in two wells

After 417 days, the two new pumping wells were started. The wells are very close (Figures 1, and 2). Hence we assume that the input water composition is similar for the three wells. This is in agreement with the chloride concentration that did not change significantly when the new production started. The difference with the previous system is that the nitrate and sulfate input in the new system probably follow different paths from the former system. Along these new paths, the bacterial activity was just being started. This would explain the rapid increase in the sulfate concentration and the rapid decrease in nitrate concentration observed after 418 days (Figure 4). The water output from the pumping system would be a mixing of roughly 2/3 of water that has been through the denitrification process for 417 days and 1/3 of waters in which the denitrification process started at $t=417$ -418 days. The modeling of the data for the whole duration of the experiment (about 2400 days) and taking into account the new pumping system is presented below. We did not account for the accidents in the pumping rate after 417 days. These accidents are transients and do not affect significantly the long term sulfate concentration increase and the constant level of nitrate concentration (Figure 4).

In order to model the bacteria activity over the 2400 days, we used again the metabolic parameters determined in the former analysis (Table 3). We considered a linear increase similar to the one use before (equations 6 and 7). We allow the rate of increase to be different before and after the start of the new production at $t=417$ days.

After 417 days, the input function is:

$$\begin{aligned} [\text{NO}_3]_{\text{input}}(t) &= [\text{NO}_3]_0 + C_1(417-120) + C_2(t-417) \\ [\text{SO}_4]_{\text{input}}(t) &= [\text{SO}_4]_0 + R C_1(417-120) + R C_2(t-417) \end{aligned} \quad (9)$$

$[\text{NO}_3]_0$ and $[\text{SO}_4]_0$ are the concentration in the original water. C_1 is the input rate before 417 days and C_2 the rate after 417 day. $R=0.25$ is used in the following calculations.

After 417 days, the output of nitrate and sulfate is :

$$\begin{aligned} [\text{NO}_3]_{\text{output}}^{\text{well1+2}} &= [\text{NO}_3]_{\text{input}} - \frac{2}{3} [\text{NO}_3]_{\text{consumed}}^{\text{well1}} - \frac{1}{3} [\text{NO}_3]_{\text{consumed}}^{\text{well2}} \\ [\text{SO}_4]_{\text{output}}^{\text{well1+2}} &= [\text{SO}_4]_{\text{input}} + \frac{2}{3} [\text{SO}_4]_{\text{produced}}^{\text{well1}} + \frac{1}{3} [\text{SO}_4]_{\text{produced}}^{\text{well2}} \end{aligned} \quad (10)$$

Wells 1 and 2 stand for the first and the second pumping well systems.

The same approach described before is used to adjust the rate C_2 . We fitted the data up to 2400 days ($nt=128$ in equation 5). The effects of the transient changes in the pumping rate after $t=417$ days were weighted down using the quadratic distance QD for the concentration from the mean linear trend in the concentration change with time. Hence SD in equation 5 is equal to 1 or 2 mg.l^{-1} when the time evolution is smooth and equal to QD when there are rapid changes associated with sudden increases in the pumping rate.

The best fit obtained for $R=0.25$ is presented in the Figure 10b. The sudden change at 417 days is not completely accounted for but the rapid increase in sulfate and the rapid decrease in nitrate are well explained. For this model, $C_1=0.024$ mg/day and $C_2=0.009$ mg/day . We also considered different ratios R . We run the same model for $R=0, 0.5$, and 1. The Table 4 gives the different rates C_1 and C_2 for the same fit to the data. 1

The lack of information about the nitrate input is on the one hand a weakness for testing the model applicability. But on the other hand, we have potentially obtained a prediction of the input of anthropic nitrate which should bring useful information on the hydrological link between the reservoir and the surface pollutants. We expect the input nitrate concentration to increase after a time delay and eventually to reach an asymptotic plateau. The delay which corresponds to the fastest pathway between the surface and the reservoir was estimated to be around 150 days from the simulation at constant nitrate input (Figure 8). Assuming an average distance of about 80 m between the surface and the reservoir, we estimated the velocity of this fastest pathway of about 0.5 m.day^{-1} . The increase of the nitrate input after 150 days corresponds to a dispersive effect of the chemical transport. Assuming a simple advective/dispersive model in an equivalent homogeneous half space, we may calculate typical dispersion curves (Figure 11) that match the nitrate input concentration curves with an apparent dispersion coefficient of about 10 m and an apparent mean velocity field of about 0.05 m.day^{-1} . It is not necessary to put a large emphasis on these estimations since the advective/diffusive equation is certainly not relevant to these fractured systems for which anomalous chemical transport is expected [Berkowitz and Scher, 1997]. But these simple calculations show that the transport from the top surface to the reservoir is characterized by quite fast connections and by a wide range of velocity field, a description which applies well on the chemical transport in fractured media.

Summary and Concluding Remarks.

The evolution with time of the quality of the groundwater which is exploited from a deep water resource in a fissured bedrock aquifer system can be characterized by the physical mixing between old groundwater and superficial draining water that enhance a biogeochemical denitrification process in pyrite bearing fractures.

The chemical characteristics of the groundwater observed in 18 wells show two different zones in the fractured system in the test site of Ploemeur. One area is weakly influenced by the pumping and is characterized by elevated NO_3^- concentrations. Tritium measurements suggest that the groundwater is very

young. It probably filled each well just after the drilling and was not replaced by then. This groundwater is representative of superficial groundwater. The other area is directly connected to the main pumped well. Reduction of NO_3^- along with a corresponding production of SO_4^{2-} is apparently the result of the denitrification process occurring in fractures. Tritium measurements indicate older ages than before. In addition, in this area, one shallow well contains the oldest groundwater from the data set. The dating suggests that this sample is older than 1950. We assume that this groundwater is representative of the original groundwater of the aquifer before the exploitation started. The chemical characteristics of this sample compares very well with the chemical composition of the groundwater collected in the main pumped well, six months before the exploitation started in the site. The groundwater in the Ploemur site contains almost no dissolved organic carbon. The estimation of the dissolved oxygen contents suggests that it is probably negligible. Oxidation of pyrite (FeS_2) and FeII by nitrate are considered as the main biochemical reactions in this case.

A model of bacteria growth and related denitrification is successfully applied to the nitrate and sulfate concentration evolution through time observed in the main pumped well since 1991. To our knowledge, this is the first attempt to apply such model at a reservoir scale. The model potentially predicts the kinetics and efficiency of the denitrification process, the nitrate input variations, and the rate of water mixing through time as the result of continuous pumping.

Applying a macroscopic model of nitrate fate for predicting the evolution of a reservoir is obviously a risky exercise because of the heterogeneity of the system, of the lack of knowledge of microscopic processes, and of the scarcity of the information. A main difficulty stays in the upscaling from microscopic processes to large-scale behavior, an analysis that is beyond the goal of this study. The macroscopic description of Zysset *et al.* [1994] is a good starting point for at least two reasons: (i) the derived differential equations have been justified from microscopic processes, and (ii) the model predictions were tested against results from column experiments. The applicability of this model at the reservoir scale was a challenge of this study.

A first conclusion is that the differential equations predict a time evolution coherent with the data set. This is particularly visible on the first stages of the system exploitation for which we can assume a simple consumption of the nitrate initially present in the system. The metabolic parameters derived from this stage are successfully applied to the rest of the evolution. The comparison of these reservoir-scale values with small-scale determinations is an interesting issue for further studies.

Acknowledgements. We thank Jo Cotten and Jean-Yves Cabon who carried out the chemical analyses for the LARAAH. The authors are very grateful to the mayor and the staff of the city of Ploemur for their important contributions. Funding was provided by the "Conseil Régional de Bretagne".

References

- Appelo, C.A.J., and D. Postma, Geochemistry, groundwater and pollution, *A.A. Balkema Ed., Rotterdam*, 536p, 1993.
- Association Française de NORmalisation, (AFNOR), *Recueil de normes Françaises: Qualité de l'eau-Environnement*, Paris-France, 862p, 1994.
- Atkinson, B., and I.J. Davies, The overall rate of substrate uptake (reaction) by microbial films. I, A biological rate equation, *Trans. Inst. Chem. Eng.*, 52, 248-259, 1974.
- Barker, J.A., A generalized radial flow model for hydraulic tests in fractured rocks, *Water Resour. Res.*, 24(10), 1796-1804, 1988.
- Baveye, P., and A. Valocchi, An evaluation of mathematical models of the transport of biologically reacting solutes in saturated soils and aquifers, *Water Resour. Res.*, 25 (6), 1413-1421, 1989.
- Berner, R.A., Authigenic mineral formation resulting from organic matter decomposition in modern sediments, *Fortsch. Mineral.*, 59, 117-135, 1981.
- Berkowitz, B., and H. Scher, Theory of anomalous chemical transport in random fracture networks, *Phys. Rev. E*, 57, 5858-5869, 1997.
- Bour O., and P. Davy, Connectivity of random fault networks a power law fault length distribution, *Water Resour. Res.*, 33(7), 1567-1583, 1997.
- Brenner F.J., and J.J. Mondok, Nonpoint source pollution potential in an agricultural watershed in northwestern Pennsylvania, *Water Resour. Bull.*, 31, 1101-1112, 1995.

- Champ, D.R., J. Gulens, and R.E. Jacqson, Oxydation-reduction sequences in groundwater flow systems, *Can. J. Earth Sci.*, 16, 12-23, 1979.
- Characklis, W.G., and K.C. Marshall, *Biofilms*, John Wiley, New York, 1990.
- Cox, P.A., *The elements on earth - Inorganic Chemistry in the Environnement*, Oxford University Press, Oxford, 287p, 1995.
- Cunningham, A.B., W.G. Characklis, F. Abedeen, and D. Crawford, Influence of biofilm accumulation on porous media hydrodynamics, *Environ. Sci. Technol.*, 25 (7), 1305-1311, 1991.
- Doussan, C., G. Poitevin, E. Ledoux, and M. Detay, River bank filtration: modeling of the changes in water chemistry with emphasis on nitrogen species, *J. Cont. Hydrol.*, 25, 129-156, 1997.
- Engesgaard, P., and K.L. Kipp, A geochemical transport model for redox-controlled movement of mineral fronts in groundwater flow systems: A case of nitrate removal by oxydation of pyrite, *Water Resour. Res.*, 28(10), 2829-2843, 1992.
- Fischer, G., and R.V. Le Quang, Topography and minimisation of the standard deviation in on-dimensional magnetotelluric modeling, *J. R. astr. Soc.*, 67, 279-292, 1981.
- Frind, E.O., W.H.M. Duynisveld, O. Strebel, and J. Böttcher, Simulation of nitrate and sulfate transport and transformation in the Fuhrberger Feld aquifer, Hannover, Germany, *Proceedings of the symposium on contaminant transport in groundwater*, edited by H. Kobus and W. Kinzelbach, A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, 97-104, 1989.
- Frind, E.O., W.H.M. Duynisveld, O. Strebel, and J. Böttcher, Modeling of multicomponent transport with microbial transformation in groundwater: The Fuhrberg case, *Water Resour. Res.*, 26(8), 1707-1719, 1990.
- Ghiorse, W.C., and J.T. Wilson, Microbial ecology of the terrestrial subsurface, *Adv. Appl. Microbiol.*, 33, 107-172, 1988.
- Grambell, R.P., J.W. Gilliam, and S.B. Weed, Nitrogen losses from soils of the North Carolina Coastal Plain, *J. Environ. Qual.*, 4, 317-322, 1975.
- Harvey, R.W., R.L. Smith, and L. George, Effect of organic contamination upon microbial distributions and heterotrophic uptake in a Cape Cod, Mass., aquifer, *Appl. Environ. Microbiol.*, 48 (6), 1197-1202, 1984.
- Hill, A.R., Factors affecting the export of nitrate-nitrogen from drainage basins in southern Ontario, *Water Res.*, 12, 1045-1057, 1978.
- Hole, U.H., K.U. Vollack, W.G. Zumft, E. Eisenmann, R.A. Siddiqui, B. Friedrich, and P.M.H. Kroneck, Characterization of the membraneous denitrification enzymes nitrite reductase (cytochrome cd₁) and copper-containing nitrous oxyde reductase from *Thiobacillus denitrificans*, *Arch. Microbiol.*, 165, 55-61, 1996.
- Howard, K.W.F., Denitrification in a major limestone aquifer, *J. Hydrol.*, 76, 265-280, 1985.
- Jordan, T.E., D.L. Corell, and D.E. Weller, Relating nutrient discharges from watersheds to land use and streamflow variability, *Water Resour. Res.*, 33 (11), 2579-2590, 1997.
- Jordan, T.E., and D.E. Weller, Humans contributions to terrestrial nitrogen flux, *BioScience*, 46, 655-664, 1996.
- Koenig, and Liu, A., and L.H. Liu, Autotrophic denitrification of landfill leachate using elemental sulphur, *Wat. Sci. Tech.*, 34(5-6), 469-476, 1996.
- Kölle, W., O. Strebel, and J. Böttcher, Formation of sulfate by microbial denitrification in a reducing aquifer, 1985.
- Mac Quarrie, K.T.B., E.A. Sudicky, and E.O. Frind, Simulation of biodegradable organic contaminants in groundwater, 1, Numerical formulation in principal directions, *Water Resour. Res.*, 26(2), 207-222, 1990.
- Mariotti, A., La dénitrification dans les eaux souterraines, principes et méthodes de son identification: une revue, *J. Hydrol.*, 88, 1-23, 1986.
- Mariotti, A., A. Landreau, and B. Simon, 15N isotope biogeochemistry and natural denitrification process in groundwater: Application to the chalk aquifer of northern France, *Geo. Cosmo. Acta*, 52, 1869-1878, 1988.
- Mason J.W., G.D. Wegner, G.I. Quinn, and E.L. Lange, Nutrient loss via groundwater discharge from small watersheds in southwestern and south central Wisconsin, *J. Soil Water Conserv.*, 45, 327-331, 1990.
- Neretnieks, I., Transport in fractured rocks, in *Proceedings in Hydrogeology of Rock of Low Permeability*, *Mem. Intern. Assoc. Hydrogeol.*, 17(2), 301-318, 1985.
- Osborne L.L., and M.J. Wiley, Emperical relationships between land use/cover and stream water quality in an agricultural watershed, *J. Environ. Manag.*, 26, 9-27, 1988.
- Pauwels, H., Natural denitrification in groundwater in the presence of pyrite: preliminary results obtained at Naizin (Brittany, France), in *Goldschmitt Conference Edinburgh*, *Min. Mag.*, 58 (A), 696-698, 1994.

- Pauwels, H., A. Martelat, J.C. Foucher, and P. Lachassagne, Dénitrification dans les eaux souterraines du bassin versant du Coët Dan: Suivi géochimique et hydrogéologique du processus, *Rapport BRGM R39055, Ministère de l'Environnement*, 1996.
- Postma, D., C. Boesen, H. Kristiansen, and F. Larsen, Nitrate reduction in an unconfined sandy aquifer: water chemistry, reduction processes, and geochemical modeling, *Water Resour. Res.*, 27(8), 2027-2045, 1991.
- Rödelsperger, M., Natural denitrification processes in the aquifer, *Proceedings of the symposium on contaminant transport in groundwater*, edited by H. Kobus and W. Kinzelbach, A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, 159-163, 1989.
- Roussel, G., and G. Gallat, Bilan Corpen: Etude agronomique et d'Environnement : site de Ploemeur (Morbihan), *Rapport Géoarmor*, 125pp, 1996.
- Spalding R.F., and M.E. Exner, Occurrence of nitrate in groundwater- A review, *J. Environ. Qual.*, 22, 392-402, 1993.
- Stumm, W., and J.J. Morgan, *Aquatic chemistry*, John Wiley, New York, 1981.
- Taylor, S.W., and P.R. Jaffé, Biofilm growth and the related changes in the physical properties of a porous medium, 1, Experimental investigation, *Water Resour. Res.*, 26(9), 2171-2180, 1990a.
- Taylor, S.W., and P.R. Jaffé, Substrate and biomass transport in a porous medium, *Water Resour. Res.*, 26(9), 2181-2194, 1990b.
- Touchard, F., Etude hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé : site de Ploemeur (Morbihan), *Thesis of the University of Rennes 1*, 300pp, 1998.
- Van Beek, C.G.E.M., H. Boukes, D. van Rijsbergen, and R. Straatman, The threat of the netherlands waterworks by nitrate in the abstracted groundwater, as demonstrated on the well field vierlingsbeek, *Wat. supply*, 6, 313-318, 1988.
- Widdowson, M.A., F.J. Molz, and L.D. Benefield, A numerical transport model for oxygen- and nitrate-based respiration linked to substrate and nutrient availability in porous media, *Water Resour. Res.*, 24(9), 1553-1565, 1988.
- Zysset, A., F. Stauffer, and T. Dracos, Modeling of reactive groundwater transport governed by biodegradation, *Water Resour. Res.*, 30 (8), 2423-2434, 1994.

Figure Captions

- Figure 1.** (a) - Pumped wells (solid squares) and observation wells (open squares) in the study site of Ploemeur, France. The airport and the city of Ploemeur are also indicated. (b) - Logs of the geologic units in a selection of wells. The location of the principal main waters in the wells as well as the production rates are indicated on each log.
- Figure 2.** (a) - (b) - 3D piezometric surface of the aquifer corresponding to the period of september 1996. (c) - The transmissivity is a function of the slope of the drawdown (h) versus time (t) at large time. The storage coefficient is determined from the intercept of the long-term evolution to $h = 0$.
- Figure 3.** (a) - Groundwater electrical conductivity at the main pumped well, PE, from June 20th 1991 (the first day of the exploitation in PE) to February 1997. (b) - Comparison of the chemical composition of PE between August 19th 1991 (about two months after the exploitation started) and February 6th 1995. The percentage values above the bars represent the increase (or decrease) of the elements between the two dates. $\text{Alk.} = \text{total alkalinity} = [\text{HCO}_3^-] + 2 \cdot [\text{CO}_3^{2-}] + [\text{OH}^-] - [\text{H}^+]$.
- Figure 4.** (a) - Concentrations of chloride, total alkalinity (Alk.), sulfate and nitrate in the water extracted from the main pumped well, PE, from February 1991 to April 1997. (b) - Scale in number of days from June 20th 1991 (the first day of the exploitation in PE). (c) - Production rate of PE from February 1991 to April 1997.
- Figure 5.** (a) - Sulfate and nitrate contents, and Tritium data for various sampling sites in May 1997 field experiment. Tritium data are expressed in Tritium Units (TU). Open squares and solid circles correspond to the groups (A) and (B) groundwater quality, respectively (see text for details). (b) - Comparison of the groundwater quality with the time responses. The contour lines are the time responses expressed in hours. The contours are based on a linear interpolation of the maximum value measured at each site. Open squares and solid circles correspond to the groups (A) and (B) groundwater quality, respectively (see text for details).
- Figure 6.** (a) - Chemical characteristics expressed in meq l^{-1} of four groundwater samples : the main pumped well, PE, sampled in February 1991 after the drilling of the borehole six months before the exploitation started in the Ploemeur water plant. PE collected in May 97, and MF2, and F6 which were also collected in May 1997. PE (May 1997) represents the group (B), and F6, the group (A) (see text for details).
- Figure 7.** Conceptual model of the physical and the biogeochemical processes affecting the sulfate and the nitrate contents in the water extracted from the principal pumped well, PE (see text for details).
- Figure 8.** (a) - Fit between the data (the symbols) and the model (the solid lines) for the first 173 days for a constant input in nitrate and sulfate. The misfit between the model and the data before 120 days is less than $\pm 1 \text{ mg/l}$. The 3 data points with an anomalous behavior in the sulfate data are probably due to pumping tests not recorded by the city management office. After about 150-170 days, the model predicts a constant output of nitrate and sulfate (the dashed lines). (b) - Difference between the observed and the calculated sulfate concentration.
- Figure 9.** Sensitivity analysis. The misfit MF is along the ordinate axis. The minimum misfit equals 130. The values of the transport and the metabolic parameters over 3 decades are reported along the abscise axis.
- Figure 10.** (a) - Fit between the sulfate (the squares) and the nitrate (the circles) data and the model with $R=0.25$ for the first 417 days. The full lines represents the input and the output in nitrate while the dashed lines are for the input and the output in sulfate. (b) - Fit between the sulfate (the squares) and the nitrate (the circles) data and the model with $R=0.25$ for the full 2400 days. The full lines represents the input and the output in nitrate while the dashed lines are for the input and the output in sulfate.
- Figure 11.** Dispersivity curves for a homogeneous half space model for three distances between the surface and the reservoir, 40 m, 80 m and 120 m.

Table Captions

Table 1. Chemical characteristics of the water extracted from the principal pumped well, PE. Data were obtained by the laboratories: "Centre de Génie Industriel" (CGI) and "Laboratoire de Recherches Appliquées Atmosphère-Hydrosphère" (LARA AH). Units are mg/l unless indicated otherwise. The resulting cation-anion charge balances for most samples were within 4%. u.d is an abbreviation for "under detection limit". The detection limit for NO_2^- and NH_4^+ is 0.01 mg/l and for Fe, 1.0 ug/l..

Table 2. Biochemical reaction of denitrification (i) may be mediated by bacteria: *Thiobacillus Denitrificans* and oxidation of ferrous iron by nitrate (ii), mediated by bacteria: *Gallionella Ferruginea*.

Table 3. Optimum Model parameters obtained for the first 173 days of data (see Figure 9).

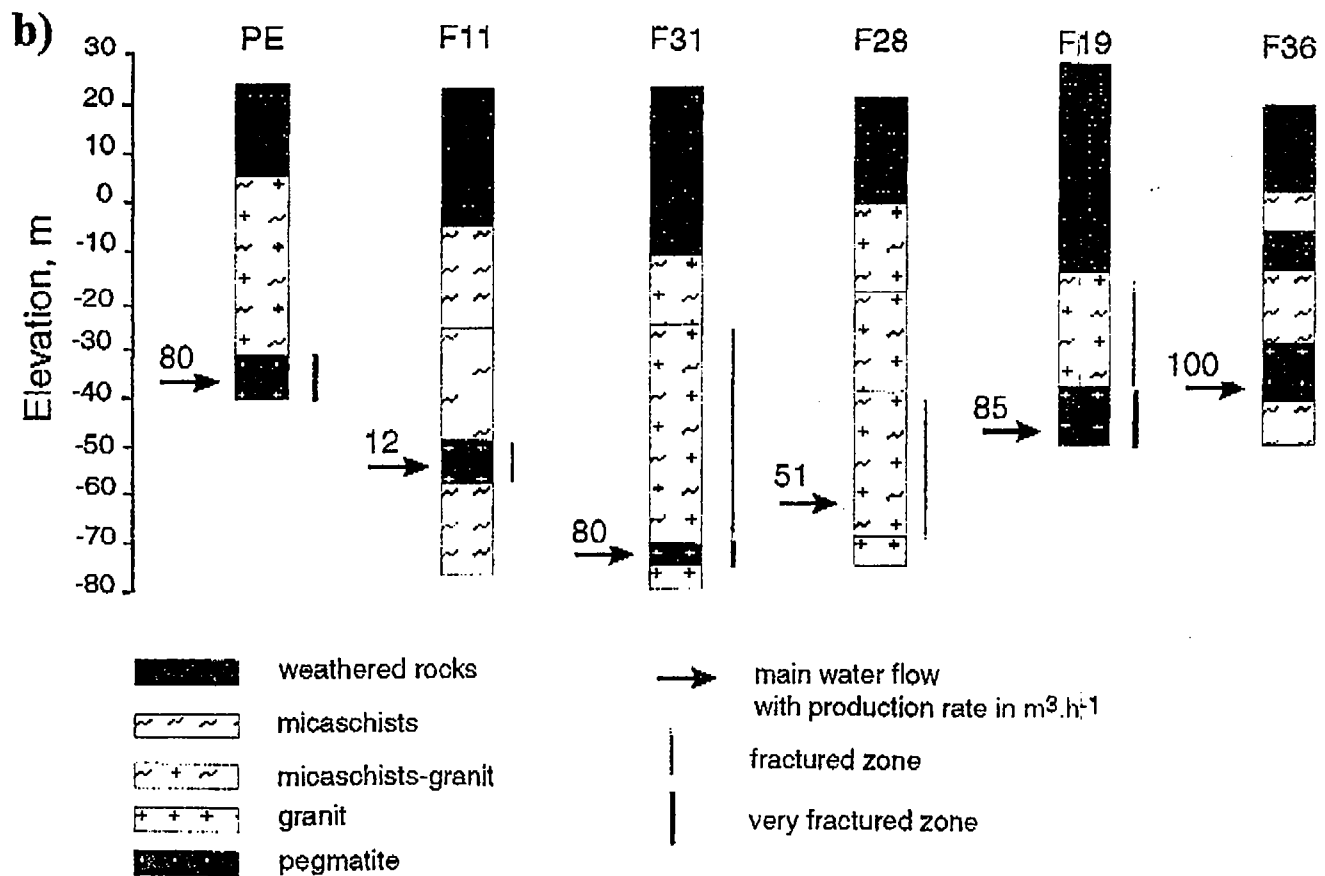
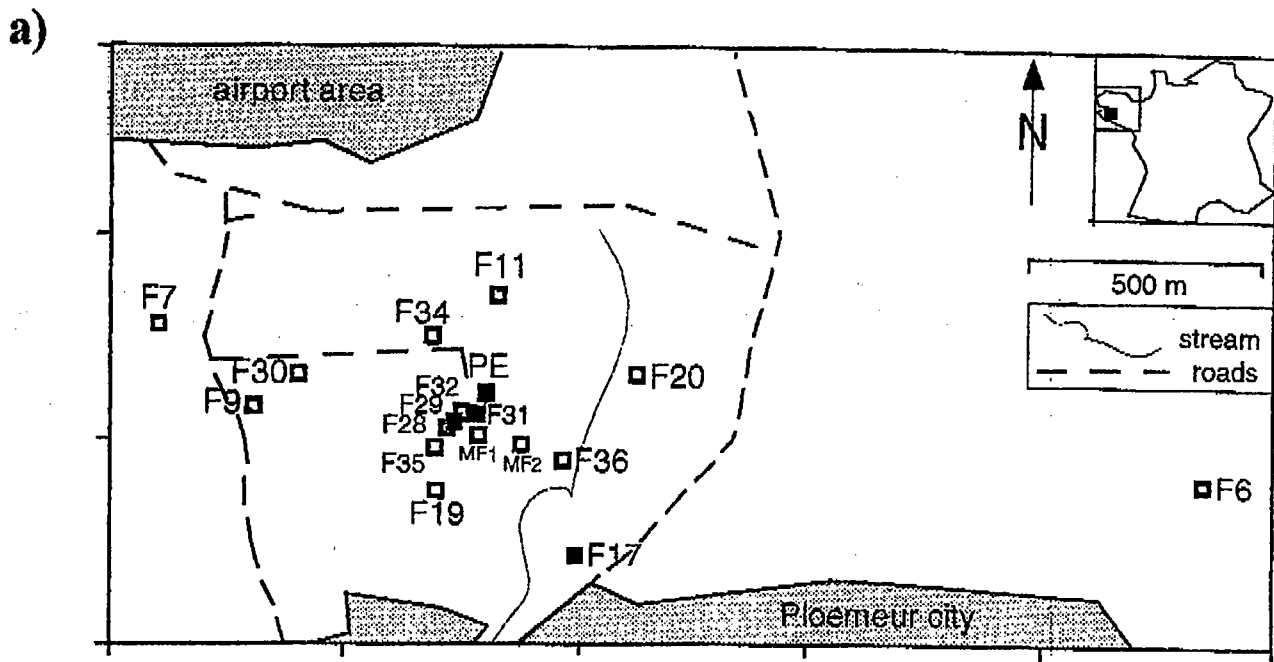
Table 4. Input rates of nitrates and sulfates for different ratios of anthropogenic nitrate over sulfate concentrations.

Metabolic Parameters
$\mu = 95.5 \text{ L g}^{-1} \text{ d}^{-1}$
$\theta = 0.21 \text{ g L}^{-1}$
$Y = 9.3 \text{ g mol}^{-1}$
$k_d = 0.053 \text{ d}^{-1}$
$k_m = 0.0031 \text{ mol g}^{-1} \text{ d}^{-1}$
$b_0 = 2.32 \cdot 10^{-4} \text{ g L}^{-1}$
Transport Parameters
$V = 0.43 \text{ m d}^{-1}$
$D = 0.43 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ d}^{-1}$
Table 3

Ratio $R = [\text{SO}_4]/[\text{NO}_3]$	Rate C_1 (mg/day)	Rate C_2 (mg/day)
0.	0.033	0.010
0.25	0.024	0.009
0.5	0.021	0.008
1.	0.015	0.006

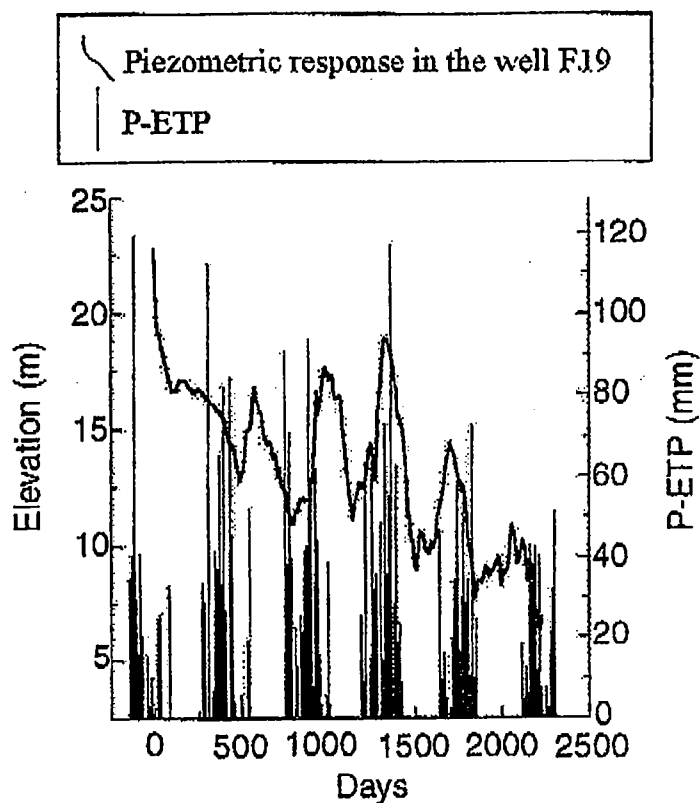
Table 4

[Figure 1]

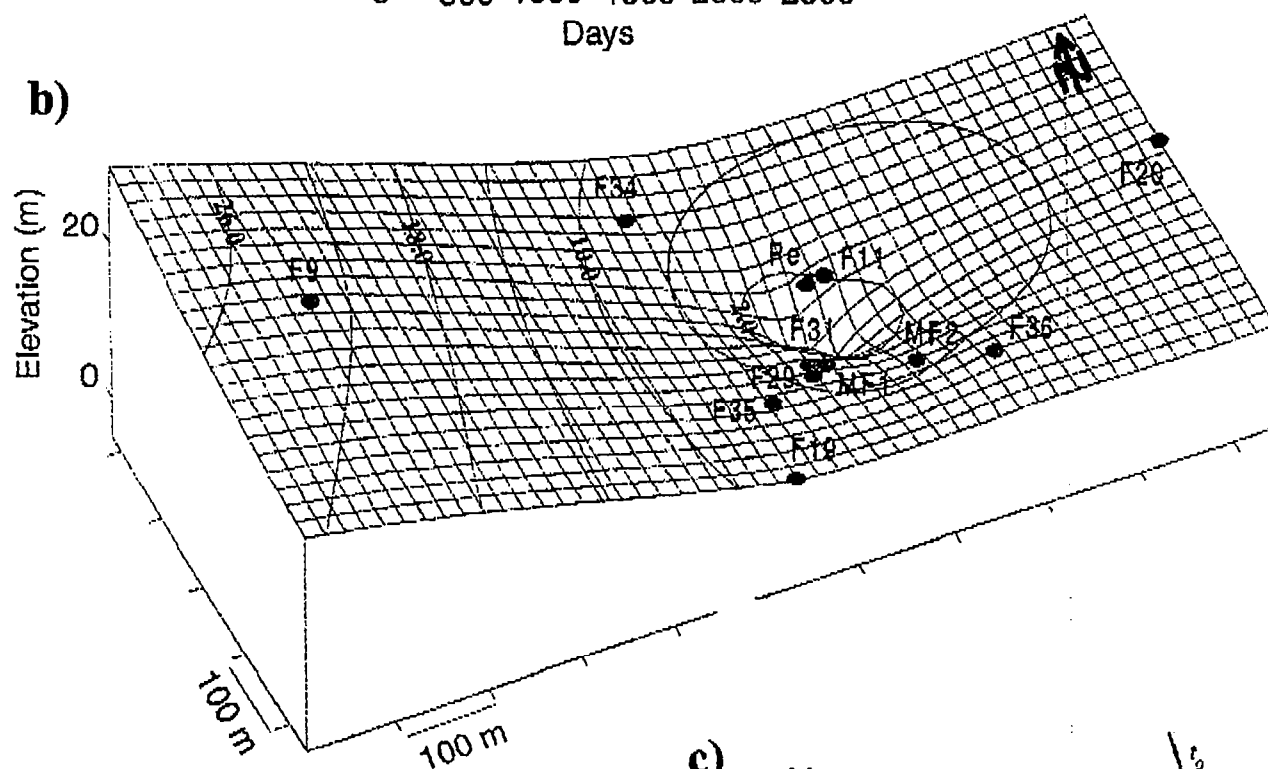


[Figure 2]

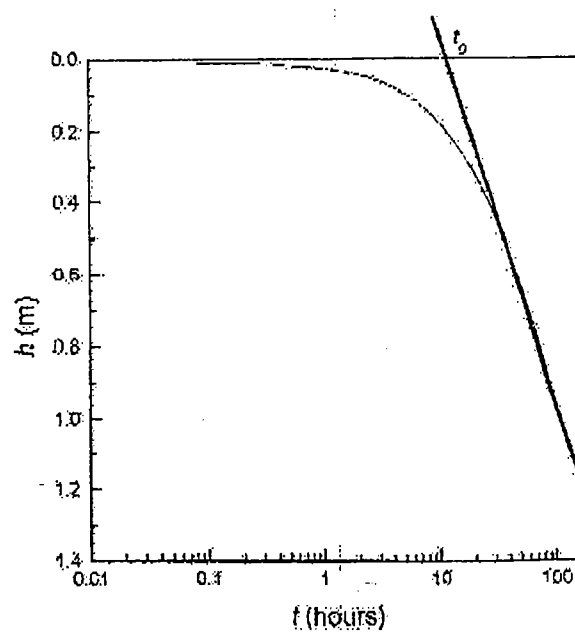
a)



b)

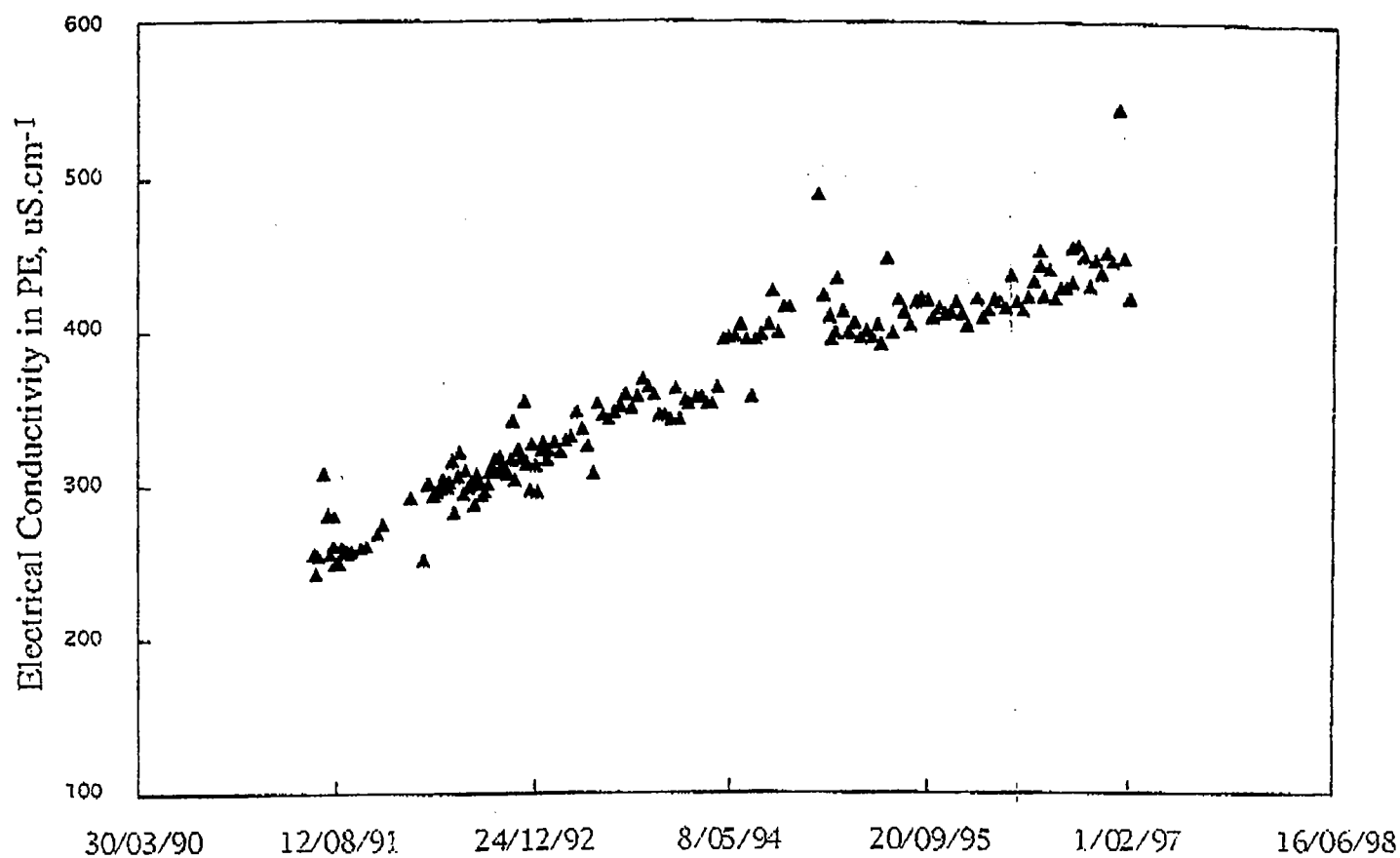


c)

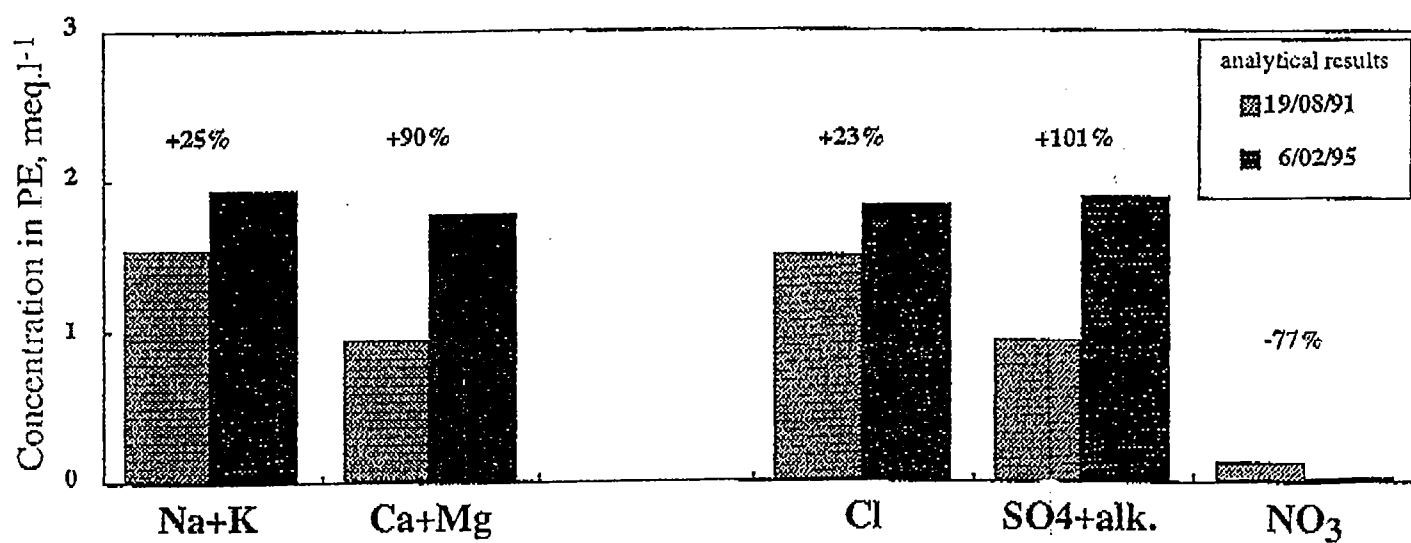


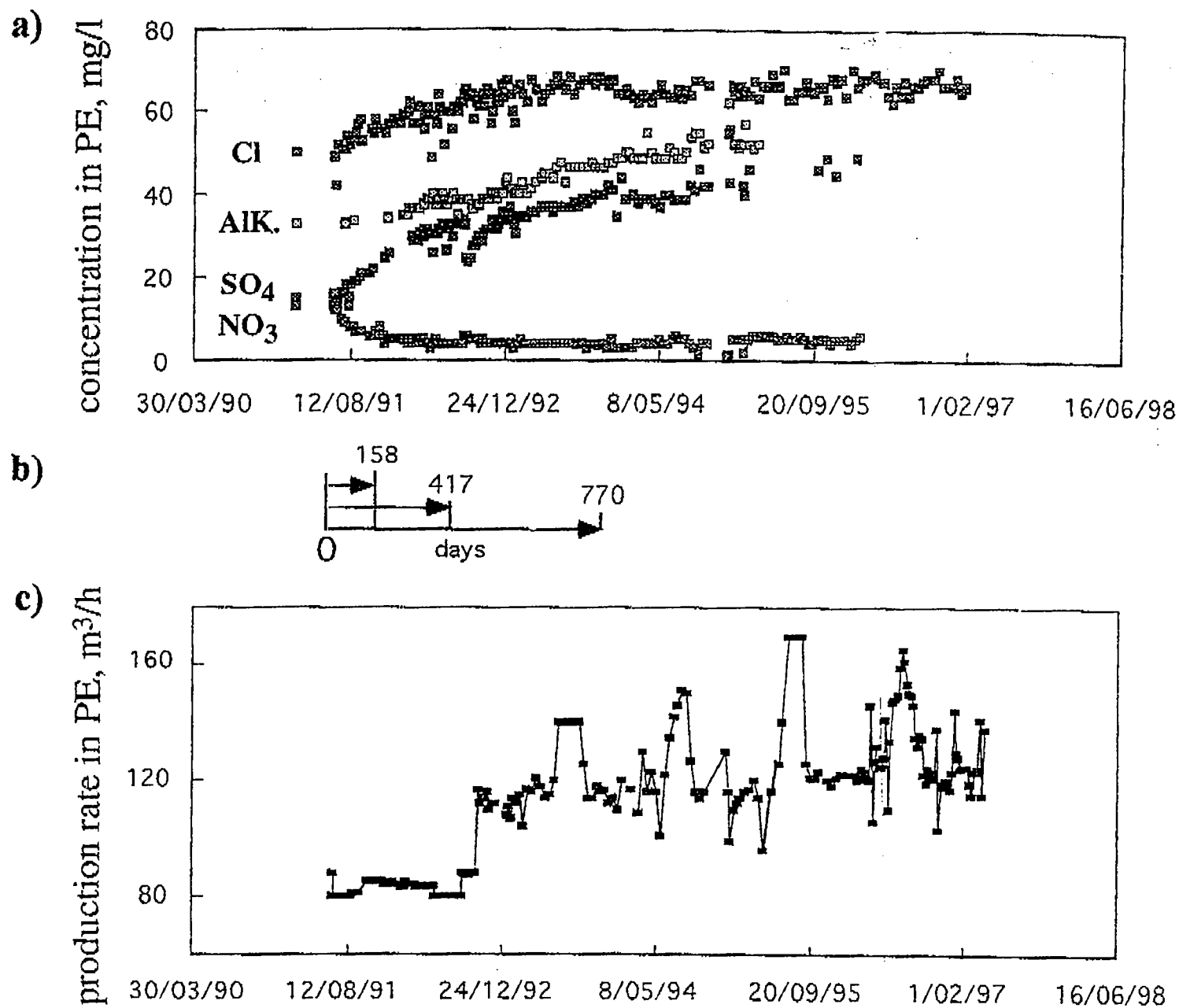
[Figure 3]

a)

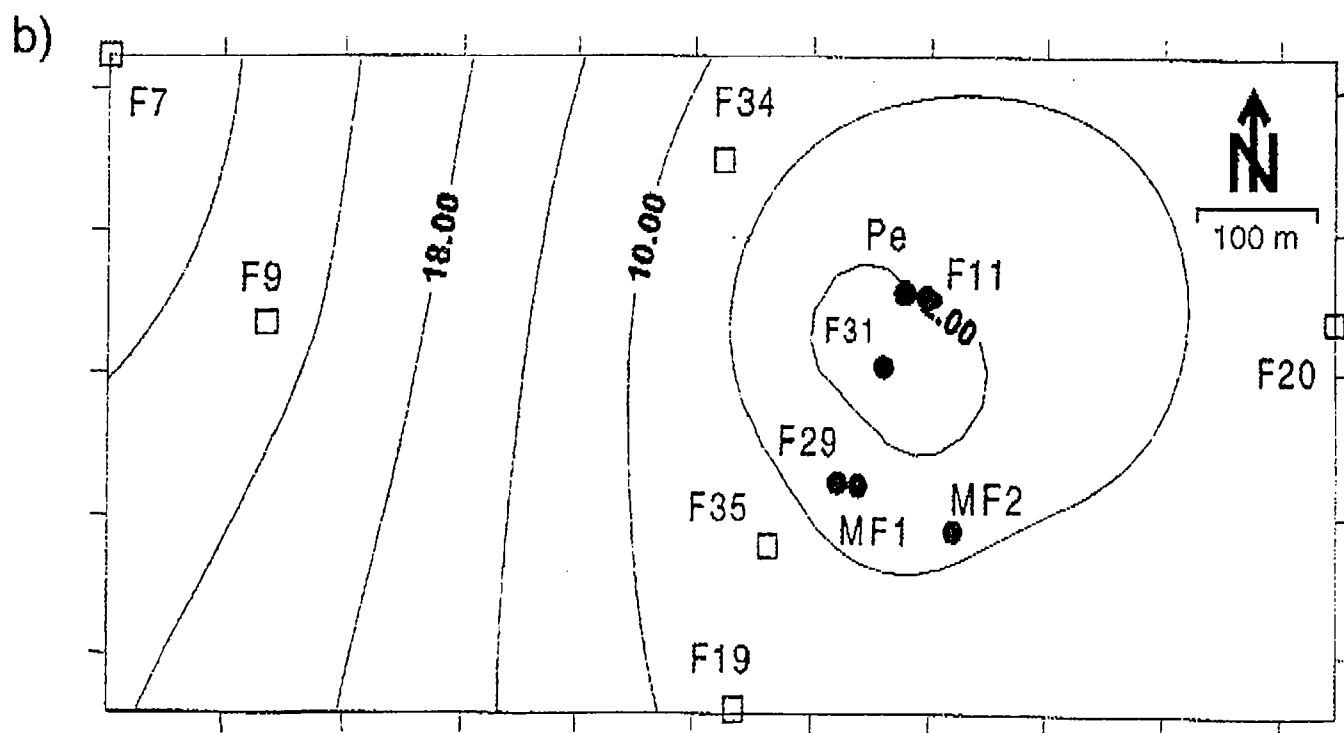
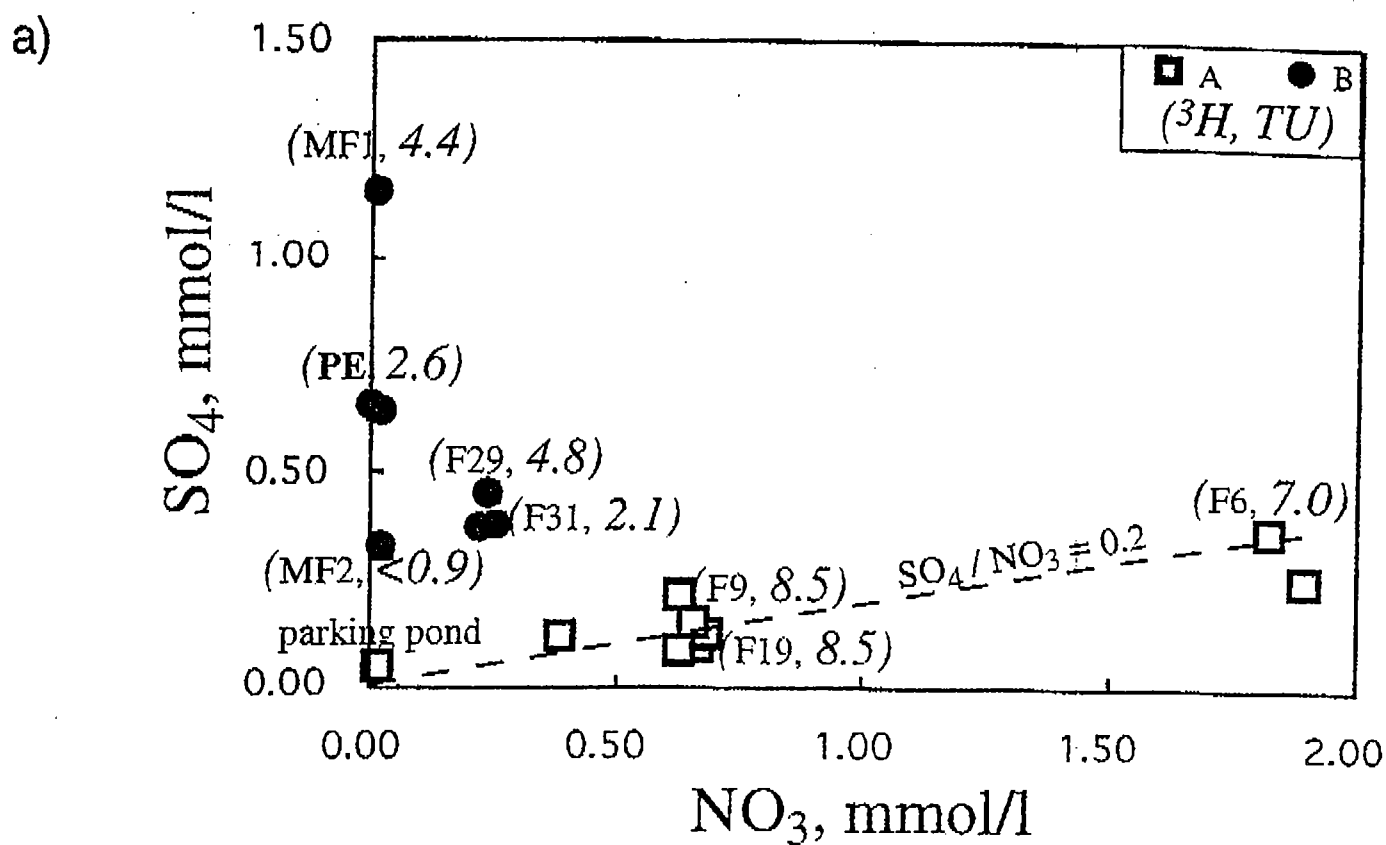


b)

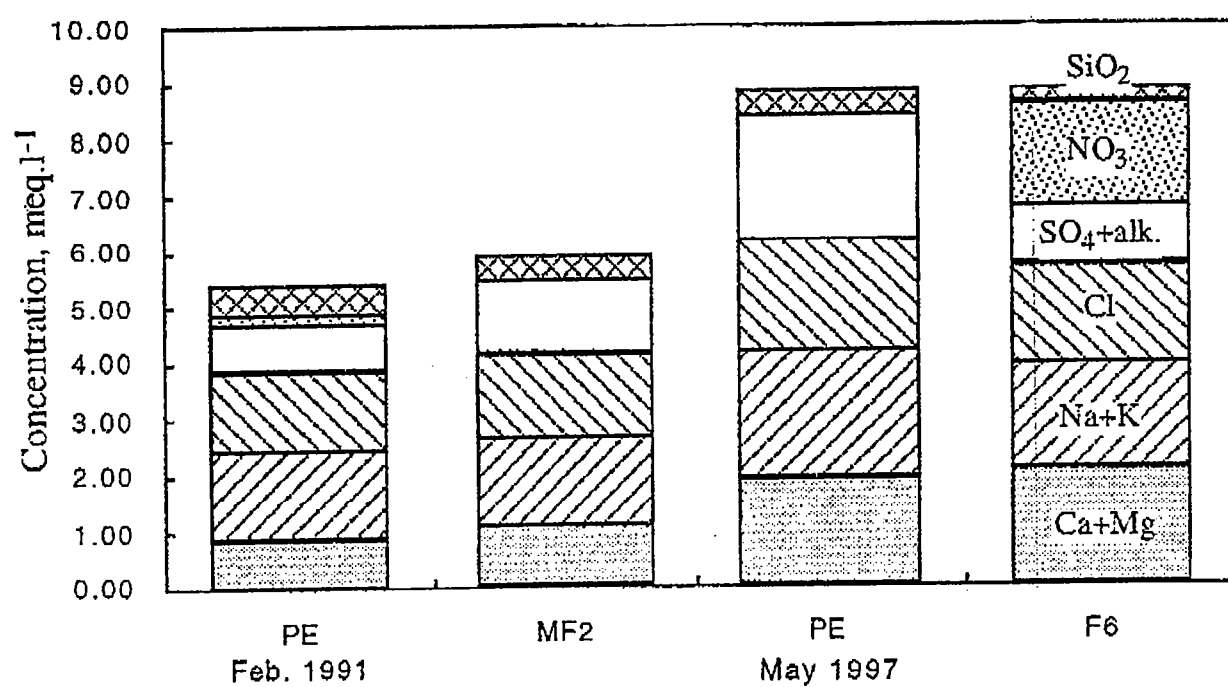




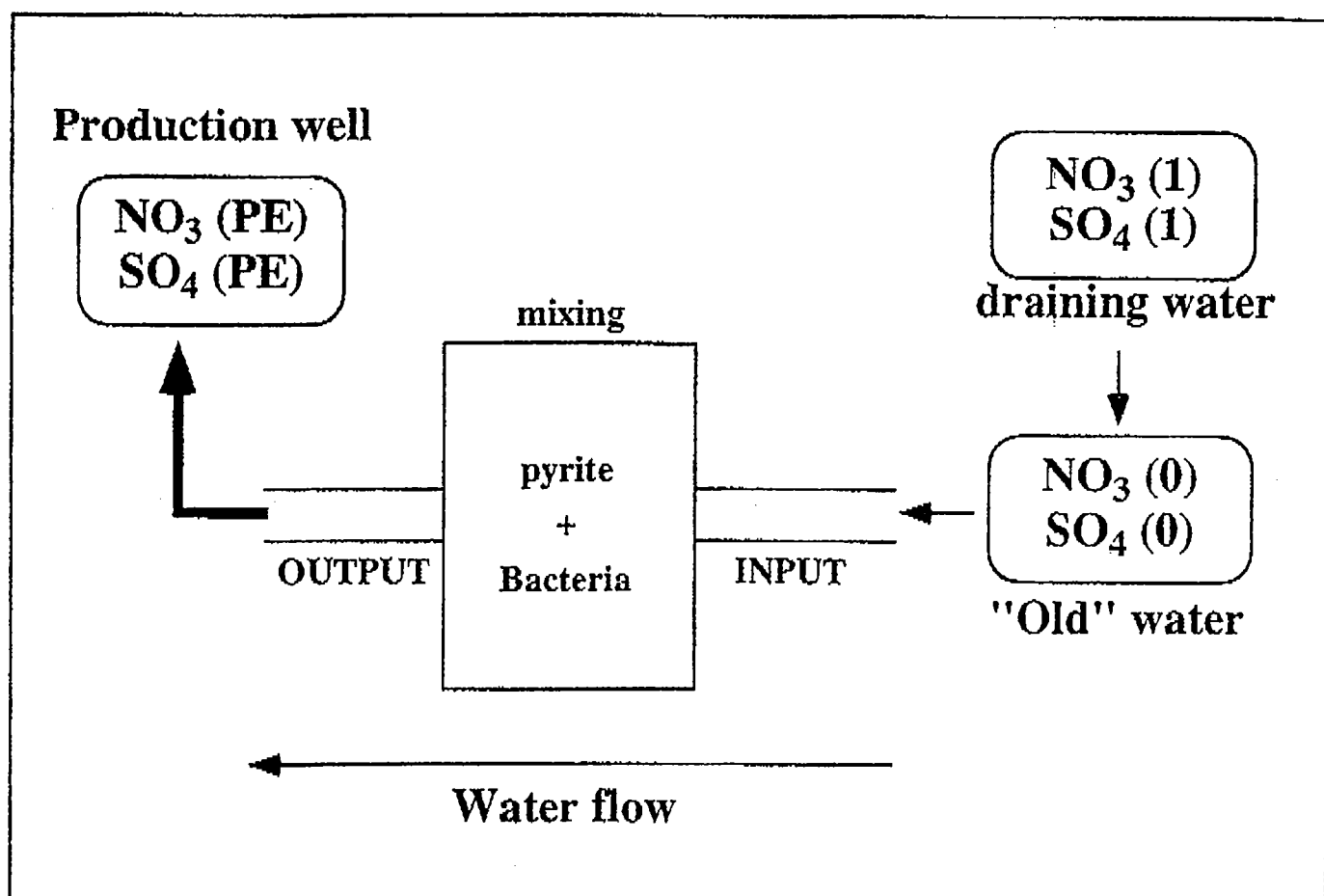
[Figure 5]



[Figure 6]

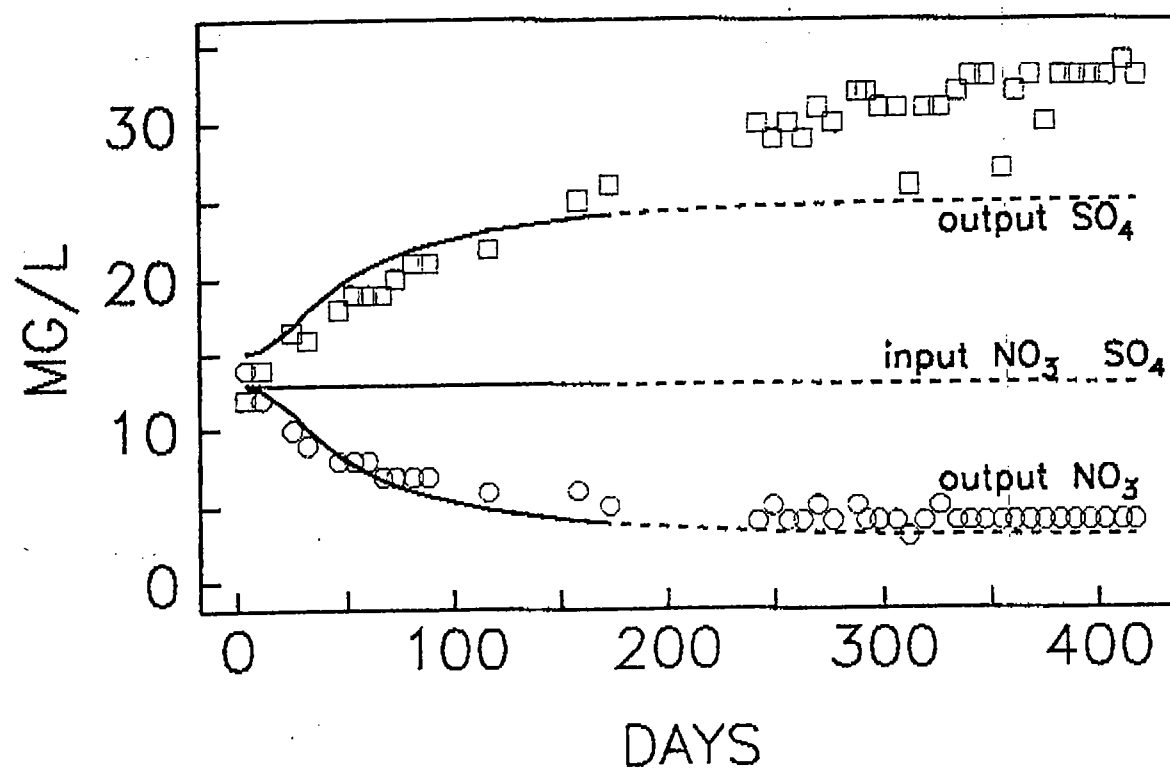


[Figure 7]

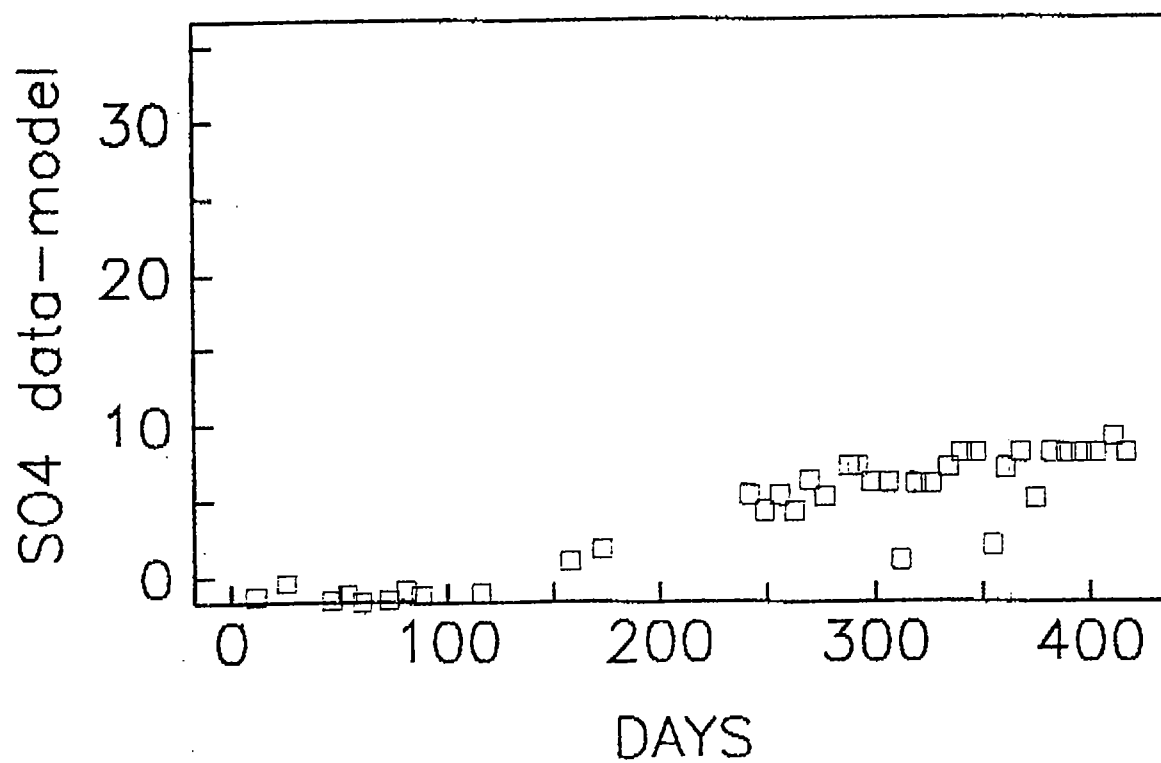


[Figure 8]

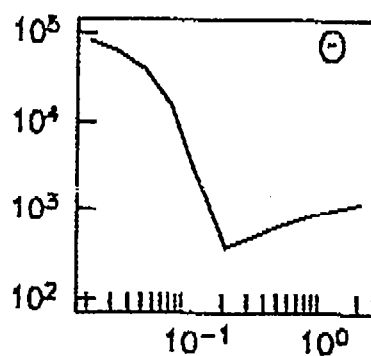
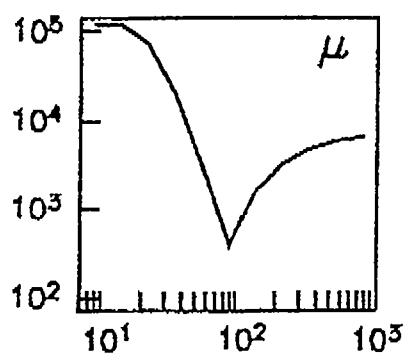
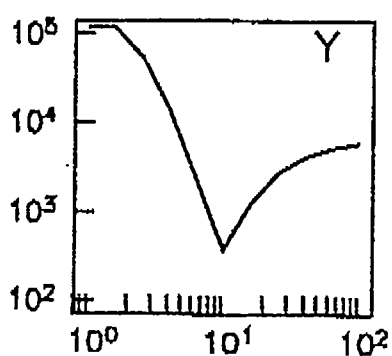
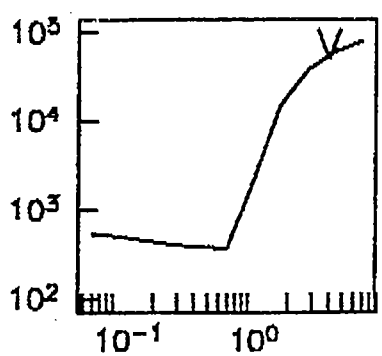
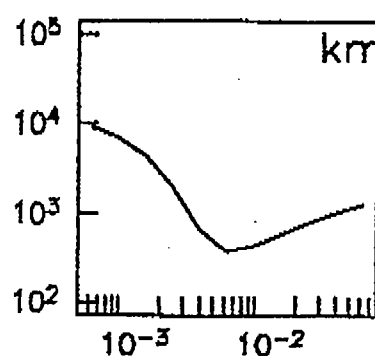
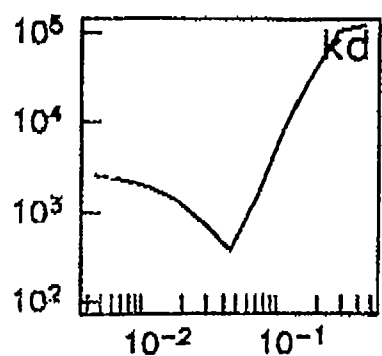
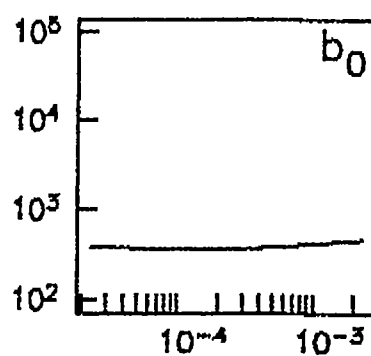
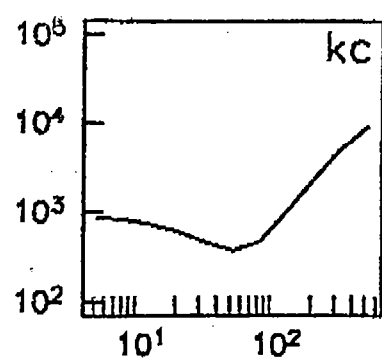
a)



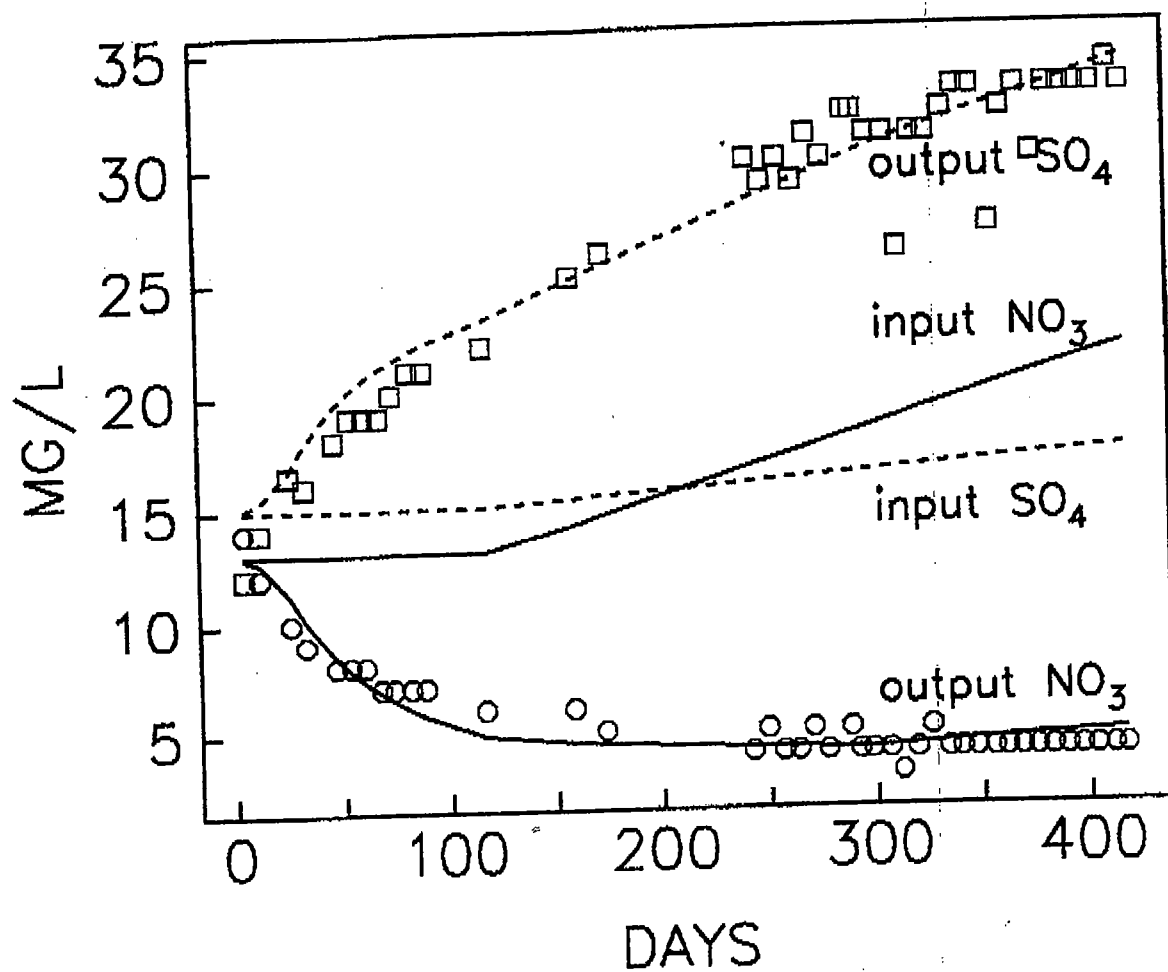
b)



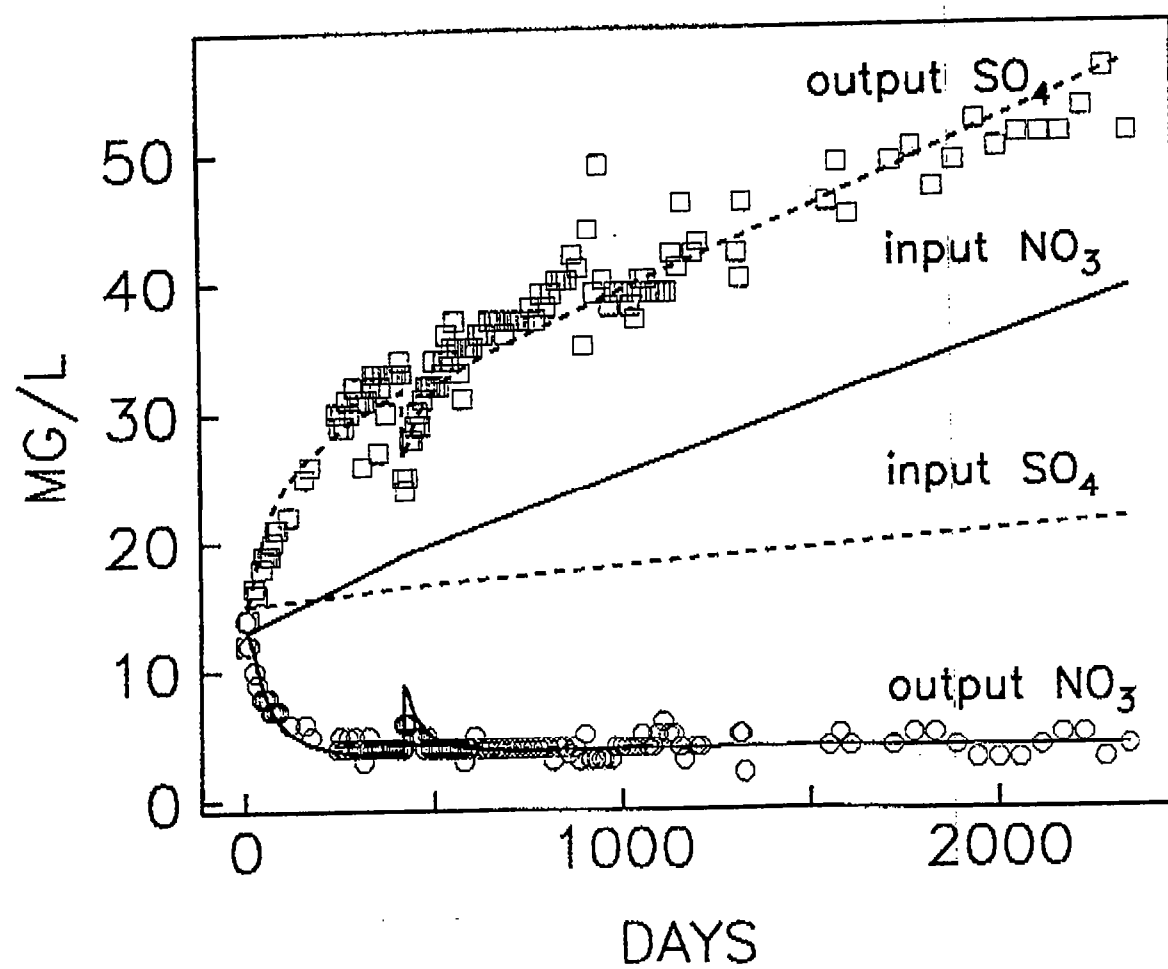
[Figure 9]



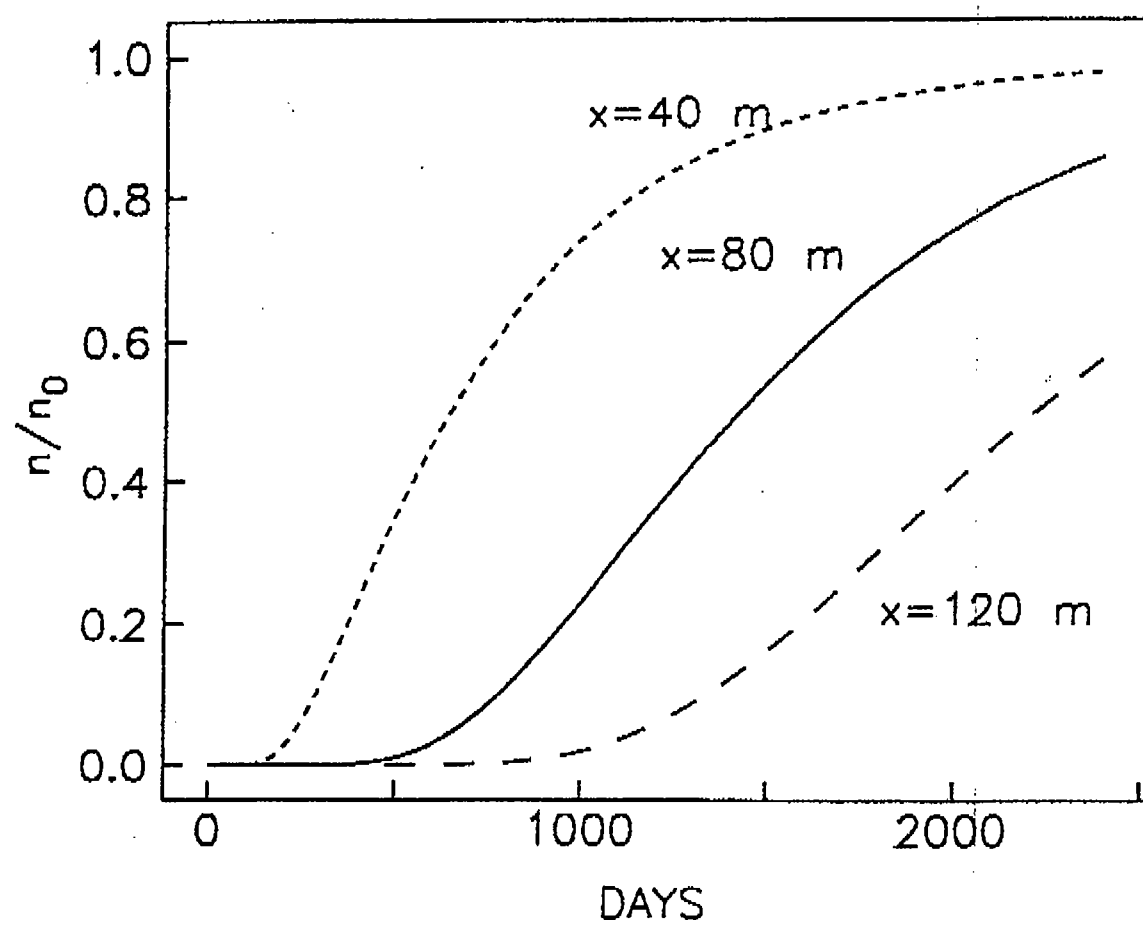
a)



b)



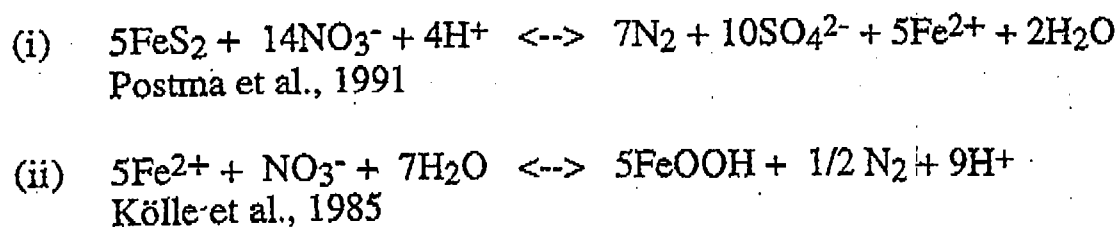
$$V=0.05 \text{ m/d} , D=10 \text{ m}$$



[Table 1]

	CGI			LARA AH			
	1991			1992	1995	1996	1997
	Feb.	Aug.	Dec.	Apr.	Feb.	Sep.	May.
Electrical Conductivity, uS/cm	266	248	275	293	434	432	420
pH, standard units	6.4	6.5	6.2	6.2	6.6	6.7	6.7
Alkalinity	33.0	33.6	34.5	39.0	57.0	65.9	63.4
Cl	50.0	53.0	57.0	61.0	65.0	64.3	72.7
NO ₃	13.0	8.0	5.0	4.0	2.0	3.7	0.2
NO ₂	0.04	u.d	u.d	u.d	u.d
SO ₄	15.0	19.0	26.0	31.0	46.0	54.3	62.9
P ₂ O ₅	0.36	0.38	u.d	0.35	0.40
F	0.09	0.12	0.15	0.17	0.18	...	0.45
Br	0.25
NH ₄	u.d	u.d	u.d	u.d	u.d
Na	33.0	33.5	36.0	38.0	42.0	48.3	47.7
K	3.0	3.1	2.7	2.8	4.0	6.6	5.1
Ca	7.2	7.7	8.7	10.2	14.0	16.1	15.9
Mg	6.0	6.7	7.5	8.7	13.0	16.5	13.5
SiO ₂	37.0	33.0	29.0	38.0	32.0	26.4	29.7
Fe, ug/l	85.0	u.d
Al, ug/l	66.0	...

[Table 2]



[Table 3]

Metabolic Parameters
$\mu = 95.5 \text{ L g}^{-1} \text{ d}^{-1}$
$\theta = 0.21 \text{ g L}^{-1}$
$Y = 9.3 \text{ g mol}^{-1}$
$k_d = 0.053 \text{ d}^{-1}$
$k_m = 0.0031 \text{ mol g}^{-1} \text{ d}^{-1}$
$b_0 = 2.32 \cdot 10^{-4} \text{ g L}^{-1}$
Transport Parameters
$V = 0.43 \text{ m d}^{-1}$
$D = 0.43 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ d}^{-1}$

[Table 4]

Ratio $R = [\text{SO}_4]/[\text{NO}_3]$	Rate C_1 (mg/day)	Rate C_2 (mg/day)
0.	0.033	0.010
0.25	0.024	0.009
0.5	0.021	0.008
1.	0.015	0.006

3.6 Conclusions

L'étude de la qualité des eaux souterraines a mis en évidence une certaine organisation spatiale, fonction de la géométrie du réseau de fractures et de l'influence du pompage dans l'aquifère. On a ainsi distingué parmi tous les échantillons deux qualités.

➤ Groupe A :

- eaux non dénitrifiées.
- eau 'récente', dont l'âge calculé est inférieur à 10 ans.
- apports anthropiques (Cl, SO₄, NO₃).
- contexte géologique principalement granitique.
- forages les plus éloignés du forage principal.
- puits les moins productifs.

➤ Groupe B :

- eau dénitrifiée par oxydation de la pyrite.
- eau de mélange d'une eau récente et d'une eau ancienne, sous l'action du pompage.
- l'âge calculé est de l'ordre de la centaine d'année pour les échantillons les plus anciens.
- forés au niveau de la zone de contact granite/micaschistes et dans les altérites.
- puits les plus productifs.
- qualité de l'eau directement influencée par le pompage.

Le modèle conceptuel suivant a été établi pour la qualité de l'eau brute pompée :

- 1) mélange entre une eau récente (infiltrée après 1950) et une eau ancienne.
- 2) dénitrification naturelle par oxydation de la pyrite.

Concernant les temps de transfert, le tritium a permis de mettre en évidence dans l'aquifère de Kermadaye, des eaux jeunes, infiltrées avant 1950 et des eaux de mélange ayant une composante 'eau ancienne' importante. A partir du logiciel Multis, des âges moyens ont été calculés en considérant une chronique d'entrée 'construite' à partir de la chronique de Thonon les Bains et un seul point.

A partir du modèle conceptuel et des hypothèses de Zisset et al, 1995, nous avons réalisé une modélisation de l'évolution des teneurs en nitrates et en sulfates de l'eau brute. Cette modélisation a mis en évidence l'influence de chemins de circulation privilégiés entre la surface et la zone de fracture profonde. Une vitesse moyenne de l'ordre de 0,5 m/j a ainsi été déterminée.

4. CONCLUSIONS.

Dans ce chapitre, nous avons mis en évidence l'influence de la géométrie du réseau de fractures sur les propriétés hydrauliques et la qualité des eaux souterraines de l'aquifère de Kermadoye.

Résultats obtenus à partir de la caractérisation hydraulique :

1) à partir d'un modèle hydrique nous avons conclu que la surface nécessaire à la réalimentation de l'aquifère est supérieure à celle du strict bassin versant (275 ha).

2) l'étude des évolutions piézométriques longs termes a mis en évidence le rôle prépondérant du processus de drainance dans la recharge de l'aquifère. Ce processus a été identifié suite à la stabilisation des niveaux, observée durant la première année d'exploitation à débit constant dans le forage principal, Pe. La drainance participe à la recharge du fait de la géométrie du réseau de fracture qui permet des surfaces de contact importantes avec la roche en place. D'autre part son influence indique le caractère semi-perméable de cet aquifère (De Marsily, 1986).

3) propriétés hydrauliques :

A partir d'un protocole de mesure adapté et les tests hydrauliques interprétés par la méthode de Theis/Jacob, réalisés, nous avons pu définir l'influence de la géométrie du réseau de fractures sur l'évolution spatiale des propriétés hydrauliques :

- la transmissivité reste constante en fonction de la distance au forage pompé avec pour l'essai 1, une valeur de $T=1,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. Ce résultat est en accord avec des modélisations effectuées sur des réseaux synthétiques, réalisées par Meier et al, 1998.

- le coefficient d'emménagement décroît suivant une loi d'échelle avec une pente fonction de la géométrie du réseau de fracture.

Ainsi cette évolution particulière met en évidence le caractère fractal de la dimension d'écoulement qui a déjà été souligné par certains auteurs comme Bour et Davy, 1996 ; Acuna et Yortsos, 1995. Ce résultat a été confirmé par l'interprétation des données par le modèle de Barker qui a permis de déterminer pour tous les essais des dimensions d'écoulement égales entre 1,2 et 1,8.

La comparaison des fits obtenus à partir des modèles de Theis/Jacob et de Barker, a montré que, du fait de vitesses de circulation rapides dans le milieu, l'influence de la géométrie du réseau de fracture se marque, principalement durant les premières heures de l'essai. Par conséquent, ce comportement particulier doit être pris en compte lors de la définition d'un protocole d'essais de pompage dans ce type de milieu. D'autre part, entre les deux modèles, c'est le modèle de Barker qui permet une meilleure reproduction des données.

L'interprétation à partir du modèle de Barker permet d'obtenir trois paramètres : la dimension d'écoulement, n , et les propriétés hydrauliques K_b et S_b , fonctions de la géométrie du réseau de fractures et de l'épaisseur de l'aquifère. Les propriétés hydrauliques obtenues pour l'essai 5 varient sur un ordre de grandeur et présentent une évolution semblable à celle obtenue par Theis/Jacob. Nous avons calculé les valeurs moyennes de K_b et S_b pour les

données de l'essai 5 : $K_b=0,08 \text{ m}^{4-n}/\text{s}+0,01$ et $S_b=0,12+0,04$. Ces valeurs fournissent les bases pour une modélisation possible des circulations de fluide et du transport de matière dans l'aquifère de Ploemeur.

4) Les marées terrestres. Durant les essais de pompage, nous avons mis en évidence l'influence des marées terrestres sur l'évolution des niveaux d'eau dans les puits. Ces marées se caractérisent par des variations périodiques des niveaux piézométriques, de l'ordre de 12 heures et des amplitudes qui varient entre 3 et 6 cm suivant les puits, fonctions des propriétés hydrauliques locales.

Caractérisation géochimique :

1) Qualité des eaux souterraines de l'aquifère de Kermadoye et temps de transfert :

Cette étude a permis de mettre en évidence deux groupes d'échantillons caractérisés par deux qualités d'eau différentes. Le processus de dénitrification naturelle par oxydation de la pyrite a été identifié comme le processus principal responsable de la qualité de l'eau des échantillons du groupe B.

➤ Groupe A :

- eaux non dénitrifiées.
- eau 'récente', dont l'âge calculé est inférieur à 10 ans.
- apports anthropiques (Cl , SO_4 , NO_3).
- contexte géologique principalement granitique.
- forages les plus éloignés du forage principal.
- puits les moins productifs, sauf pour F19.

➤ Groupe B :

- eaux dénitrifiées par oxydation de la pyrite.
- eau de mélange, en proportion différente, entre une eau 'récente' et une eau 'ancienne'.
- qualité de l'eau directement influencée par le pompage.
- l'âge calculé est de l'ordre de la centaine d'année pour l'eau ancienne.
- forés au niveau de la zone de contact granite/micaschistes et dans les altérites.
- puits les plus productifs.

Les processus suivants sont responsables, sous l'action du pompage, de la qualité de l'eau des échantillons du groupe B :

- mélange entre des eaux 'récentes', infiltrées après 1950, contenant des nitrates et des eaux anciennes 'pauvres' en nitrates. D'après les analyses de tritium, la proportion en eaux anciennes est majoritaire et de l'ordre de 70%
- dénitrification par oxydation de la pyrite.

Parmi ces échantillons du groupe B, celui prélevé dans les altérites, à 28 m de profondeur, ne contient pas de tritium et a une teneur en nitrates inférieure à 10 mg/l. Une vitesse d'infiltration verticale maximum de l'ordre de 0,6 m/an a ainsi été déterminé pour la couche de roches altérées.

2) Caractérisation temporelle :

L'identification des processus physico-chimiques, responsables de la qualité de l'eau, a permis de déterminer un modèle conceptuel. Suite à cette étape, il est apparu naturel de passer à la phase de modélisation de l'évolution de la qualité de l'eau pompée, notamment des nitrates et des sulfates. Pour cela, nous avons utilisé le modèle de Zisset et al, 1994, qui modélise de façon macroscopique la croissance des bactéries dans le milieu à l'origine de la dénitrification. La modélisation a permis de déterminer une chronique de nitrates en entrée du système qui apparaît en accord avec l'excédent azoté régional. D'autre part, cette modélisation a montré que le transport entre la surface et le réseau fracturé profond est caractérisé par des connections rapides et un large champ de vitesses. Ce résultat est cohérent avec les propriétés des milieux fracturés. Une vitesse moyenne de 0,5 m/jour a ainsi été déterminée.

Synthèse et Perspectives

La caractérisation hydrogéologique a été réalisée afin de comprendre le fonctionnement d'un aquifère en socle fracturé et de contribuer à améliorer notre connaissance de la circulation de fluide et du transport de matière dans les milieux fracturés. Les principales questions qui étaient posées étaient les suivantes :

- Quelle est la géométrie de l'aquifère.
- Quels sont les propriétés hydrauliques et les processus responsables de la qualité de des eaux souterraines de l'aquifère de Ploemeur.
- Quels sont les effets de l'exploitation sur les propriétés hydrauliques et la qualité de l'eau.

Nous allons faire un rappel des principaux résultats obtenus à partir des observations de terrain, des méthodes géophysiques, hydrauliques et hydrochimiques. En particulier, nous préciserons ce que chaque méthode a apporté concernant les milieux fracturés en général et dans le cas du Massif armoricain et nous préciserons, quant il y a lieu, les avantages et les limites des différentes méthodes utilisées. Dans une deuxième partie nous ferons une synthèse générale qui sera divisé en trois parties, nous permettant d'expliquer le modèle d'aquifère de Ploemeur : géométrie, qualité de l'eau et productivité. Dans une troisième partie nous introduirons les perspectives possibles à ce travail.

1. Rappels des résultats obtenus à partir des différentes investigations :

1.1 Chapitre 1 : Description du sous-sol.

1.1.1 Caractérisation géologique.

On rappelle que cet aquifère est caractérisé par des arrivées d'eaux très importantes (débit au soufflage $> 60 \text{ m}^3/\text{h}$) localisées, au niveau de filons de pegmatites très fracturées, entre 50 et 100 m de profondeur. Ces débits importants ont été observés dans 7 forages dont le forage principal, Pe.

L'étude des affleurements présents sur la zone et l'observation des cuttings ont montré que le site expérimental est localisé au niveau d'une zone de contact peu pentée à subhorizontale entre, au nord des micaschistes et au sud du granite. Cette zone de contact, d'orientation globale E-W, s'étend du lieu dit 'le Fort Bloqué' jusque dans l'agglomération de Lorient, sur une longueur de plus de six kilomètres et une largeur d'un kilomètre. L'observation de structures c/s nous a indiqué un fonctionnement avec un déplacement relatif du bloc supérieur (micaschistes). D'autre part nos observations nous ont montré que la géométrie de ce contact est différente de celle observée par Horrenberger, 1969, avec en particulier, la présence de failles normales, d'orientation N20 qui décalent cette zone de contact, comme illustré à partir du modèle 3D (pp34) de la zone. Une telle zone de fracture a en particulier été localisée au niveau de la zone de pompage. Toutes ces failles seraient en connexion avec une zone de décollement profonde, d'extension régionale.

Tout ces résultats montrent que cet aquifère se distingue, de part sa géométrie générale, du modèle d'aquifère classiquement admis en Bretagne. On rappelle que les aquifères bretons en socle fracturé se composent principalement d'un niveau de roche altérée, surmontant un socle fracturé, avec une surface de recharge, limitée autour de la zone de fracture verticale. A Ploemeur, on doit considérer une composante de fracturation horizontale dont l'extension latérale est importante et qui offre des surfaces de contact avec la roche en place importantes et difficiles à évaluer.

Généralisation au Massif Armoricaïn :

Dans la région de Lorient jusqu'en Vendée, la chaîne hercynienne méridionale est caractérisée par deux grands types d'unités, avec de bas en haut : des domaines métamorphiques profonds, marqués par de la fusion partielle, et des unités micaschisteuses et métavolcaniques dont le degré de métamorphisme décroît vers le sommet de la pile. La zone de contact entre les deux grands types d'unités est régionalement subhorizontale et jalonnée de granites à deux micas, synchrones de la déformation et datés aux alentours de 310 M.A (Le Core et al, 1992). Cette zone a été interprétée comme une zone de décollement -(Gapais et al, 1993).

Le contexte de décollement plat n'est pas unique à la région de Ploemeur/Lorient et se retrouve en plusieurs endroits, principalement en Bretagne sud. D'après Gapais et al, 1993, l'origine de ces décollements plats est liée à une phase d'extension qui s'est produite durant l'orogénèse hercynienne. L'extension a pour conséquence, un amincissement de la croûte qui contribue à faire remonter des roches profondes. En Bretagne Sud sont ainsi à l'affleurement plusieurs zones de migmatites sous-jacentes à des domaines moins métamorphiques. Les zones de migmatites se trouvent localisées à proximité de Quiberon, Sarzeau et Saint Brevin les Pins (figure 1). La coupe géologique, figure 2, réalisée pour la région de Quiberon, montre l'empilement des différentes unités lithologiques, séparées par un contact plat, avec de bas en haut, des migmatites, du granite et des micaschistes. Au niveau de la cinématique, les structures c/s observées sur les affleurements indiquent un fonctionnement en faille normale avec abaissement des micaschistes par rapport aux migmatites.

D'un point de vue géologique, les zones de Quiberon, Sarzeau et Saint Brevin les Pins sont des sites potentiels pour la recherche en eaux souterraines contenues dans le sous-sol. Par comparaison avec Ploemeur, la productivité de ces zones devraient être supérieures à celles des aquifères bretons classiques. L'exploitation de ces zones nécessite des études préalables afin de localiser sur le terrain les ouvrages de reconnaissance.

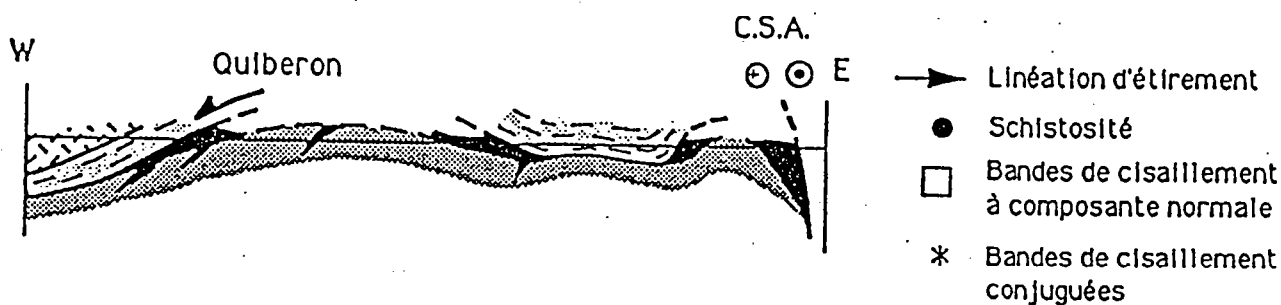


Figure 1 : Coupe schématique E-W de la région de Quiberon, d'après Gapais et al; 1993.

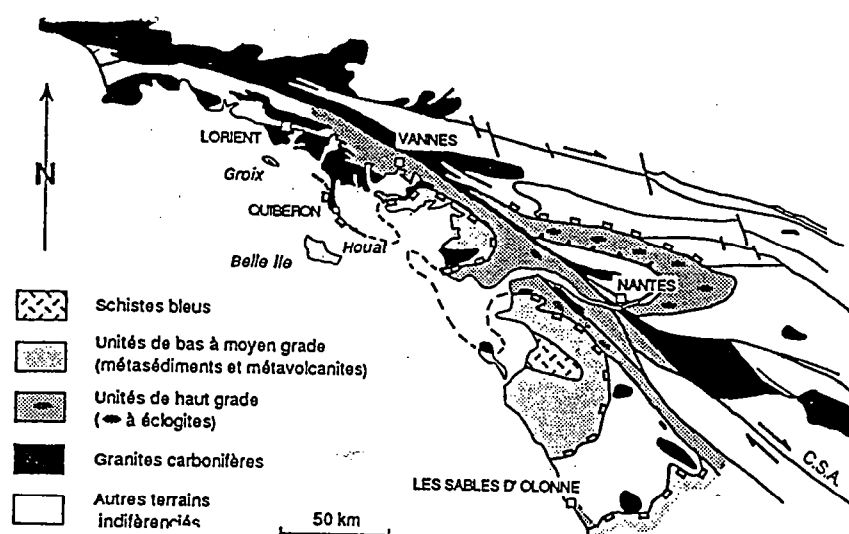


Figure 2 : Cartographie de la région de Bretagne Sud, localisant les zones de contact entre micachistes-granite-migmatites (Figure d'après Gapais et al, 1993).

1.1.2 Principaux résultats obtenus, à partir des différentes investigations géophysiques

1.1.2.1 Diagraphies :

Les différents types de diagraphies réalisés ont permis d'obtenir les résultats suivants dans les neuf forages investigués :

⤷ La couche altérée étant argileuse, la limite altérites-socle a été clairement mise en évidence par des mesures de rayonnement gamma, dans pratiquement tous les forages.

⤷ Des zones de roches fracturées ont été localisées, au niveau desquelles on constate des variations importantes de la résistivité électrique. De plus, au niveau des pegmatites très fracturées, une relation anticorrélée entre la résistivité électrique et le rayonnement gamma a été mise en évidence.

⤷ Les mesures de l'évolution de la température de l'eau dans les forages ont clairement mis en évidence la présence d'arrivées d'eaux nouvelles, localisées au niveau de zones de fractures. D'autre part, ces mesures peuvent indiquer l'influence plus ou moins importante des forages pompés. Dans F28, du fait des vitesses de circulation rapides, les arrivées d'eaux sont parfaitement localisées par les mesures de température. Ainsi dans ce puits, il apparaît que les circulations d'eau se font principalement, à partir de deux fractures, localisées entre 60 et 75 m

de profondeur. Après comparaison avec les données de puits, nous avons constaté une différence entre la localisation des arrivées d'eau, observées lors du forage et celles déterminées à l'aide des diagraphies.

Pour F11, bien que situé à 15 m de Pe, nous n'avons pas observé un tel comportement concernant la température, malgré la présence de fracture à 60 m de profondeur, d'où une faible connectivité avec Pe.

L'utilisation couplée des mesures de température, de résistivité et de radioactivité apparaît parfaitement adaptée pour la localisation des zones de fractures dans les forages.

➤ A partir des mesures de la polarisation induite, de la pyrite a été mise en évidence dans le milieu, à la fois, au niveau des zones très fracturées mais aussi dans de la roche saine. A ce stade, il ne nous est pas possible de transformer les pourcentages mesurés en une unité de volume ou de masse afin de préciser de façon quantitative, l'importance de la pyrite dans la roche.

1.1.2.2 Méthodes de résistivité électrique :

1) Méthodes VLF et RMT :

Ces méthodes ont mis en évidence une zone de faible résistivité apparente, orientée N20, localisée exactement au niveau de la zone de fracture N20, présente sur le site et caractérisée par des observations de terrain. D'autre part, 6 forages sur 8 effectués dans cette zone sont productifs avec des débits au soufflage supérieurs à 60 m³/h. Cependant, de part la profondeur de pénétration de ces deux méthodes, les niveaux très fracturés, localisés entre 50 et 100 m de profondeur ne peuvent être à l'origine de cette zone de faibles résistivités apparentes. Une fracture verticale pourrait être à l'origine de cette anomalie de résistivité.

2) Méthode du panneau électrique :

Les mesures de résistivités apparentes et les inversions réalisées, nous ont permis d'obtenir les résultats suivants :

➤ A partir des différents profils réalisés (6 profils parallèles, espacés de 10 m et un profil isolé plus au nord), nous constatons que :

- la couche d'altération est très hétérogène.
- les épaisseurs les plus importantes apparaissent localisées à proximité du ruisseau.
- les épaisseurs d'altérites les plus faibles sont situées au nord de la zone, à proximité du forage principal.

➤ Nous avons localisé la limite correspondant à l'interface altérites-socle, ce qui nous a permis d'en déduire une valeur de résistivité électrique limite de 700-800 Ω m qui caractérise la couche d'altérites.

➤ Pour tous les profils inversés, on observe une remontée brusque des résistivités, localisée en fin de profil ouest, au niveau de la zone grillagée, délimitant la zone de captage. Cette évolution ne semble pas d'origine géologique et pose le problème du choix de la

méthode d'inversion et du protocole de mesures, avec en particulier la longueur des profils et le nombre de points de mesures.

1.1.2.3 Sismique réflexion haute résolution :

➤ La méthode de sismique réflexion haute résolution, grâce au choix du protocole de mesure et du matériel utilisé, nous a permis de mettre en évidence, la présence de plusieurs décrochements verticaux sur la zone, révélant une structure 'en touche de piano' avec une distance caractéristique moyenne de l'ordre de 50 mètres. On rappelle que ce type de structure est commune dans le Massif armoricain et indique l'influence d'une tectonique récente.

➤ A partir des coupes temps-espace construites, nous avons partiellement localisé, à l'aide des données de forage et des diagraphies, la limite altérites-socle. Dans le profil perpendiculaire (Profil2) à l'anomalie de résistivité apparente, un décrochement vertical, est mis en évidence au niveau de la zone des forages. Cet abaissement de bloc pourrait être à l'origine de la zone de faible résistivité apparente mise en évidence par la méthode du VLF.

➤ Les filons de pegmatites fracturés ont été localisés uniquement à proximité des puits les recoupant. Leur localisation est rendue difficile pour trois raisons :

- le caractère discontinu et les faibles épaisseurs des filons de pegmatites demandent une source sismique qui soit la plus haute fréquence possible.
- du fait de l'atténuation due au milieu et des problèmes de couplage entre sol et les géophones, l'énergie des réflexions correspondant aux zones les plus profondes, les plus fracturées, est très faible. Pour palier à ce problème, une source sismique plus énergétique que la source Shotgun, devrait être employée.
- nous avons réalisé uniquement deux profils sismiques sur la zone, ce qui ne nous permet pas de mettre en évidence des directions privilégiées dans le milieu.

➤ Lors du traitement des données, les vitesses sismiques des différents réflecteurs présents ont été déduites pour 5 CDP. Pour les réflecteurs les plus profonds, des vitesses de l'ordre de 1500 m/s ont été déduites. Cet ordre de grandeur correspond à la vitesse des ondes sismiques dans de l'eau. Cela nous indique, d'une part que le milieu est complètement saturé et que d'autre part l'eau peut circuler d'où une bonne connection du milieu. Ce résultat nous indique que la zone au niveau de laquelle ces expérimentations ont été réalisées n'est pas imperméable, mais au contraire, présente un degré de fracturation.

1.1.2.4 Autres méthodes :

Ces expérimentations correspondent à des données récemment acquises qui n'ont pas été intégrées dans le manuscrit.

1) Radar en puits :

Cette expérimentation a été réalisée à partir du système RAMAC (Université de Mala, Suède) en collaboration avec R. Rouault (ABEM, France), en janvier 1998. Nous avons utilisé les antennes Radar en mode réflexion, dans deux puits au niveau desquels les zones de fractures sont bien localisées, grâce aux diagraphies et aux données de forage (F28 et F11).

Cette méthode permet d'imager le milieu dans un volume de quelques mètres autour du forage, fonction des propriétés électromagnétiques du milieu.

Après une première interprétation, nous avons localisé dans les deux puits, des zones de fractures qui sont en accord avec les données existantes. Pour un traitement plus approfondi, ces données ont été transmises à l'Université de Mala (Suède) qui a développé ce matériel et des logiciels d'interprétation. Dans le cadre du projet STRIPA, un logiciel a notamment été développé pour déterminer, à partir des mesures, le pendage des fractures qui recoupent ou qui sont situées à proximité du forage.

2) Méthodes EM34 et Magnétotellurique :

Des mesures de résistivités électriques ont été réalisées à proximité de la zone de captage, en collaboration avec le laboratoire de Géosciences Marines de Brest. Le traitement et l'interprétation de ces données sont en cours. Les résultats préliminaires ont montré que les mesures de résistivités électriques apparaissaient très bruitées et nécessitent un filtrage adapté, avant toute interprétation.

La caractérisation géophysique et en particulier la détection de filons de pegmatites fracturées, est rendue difficile du fait de l'hétérogénéité du milieu et des profondeurs investiguées. Parmi les techniques géophysiques utilisées, la sismique réflexion haute résolution et l'imagerie radar en puits apparaissent les méthodes les plus adaptées pour détecter les filons de pegmatites fracturées.

La réalisation de mesures géophysiques nécessitent du matériel d'acquisition de pointe et une mise en œuvre plus lourde sur le terrain que les autres méthodes de caractérisation. Au niveau budget, cela se traduit par une part importante réservée à l'imagerie géophysique (Annexe 5 : bilan financier).

1.2 Chapitre 2 : Caractérisation hydraulique et hydrochimique.

1.2.1 Résultats obtenus à partir de la caractérisation hydraulique :

1) à partir d'un modèle hydrique nous avons conclu que la surface nécessaire à la réalimentation de l'aquifère est supérieure à celle du strict bassin versant (275 ha).

2) l'étude des évolutions piézométriques longs termes a mis en évidence le rôle prépondérant du processus de drainance dans la recharge de l'aquifère. Ce processus a été identifié suite à la stabilisation des niveaux, observée durant la première année d'exploitation à débit constant dans le forage principal, Pe. La drainance participe à la recharge du fait de la géométrie du réseau de fracture qui permet des surfaces de contact importantes avec la roche en place. D'autre part son influence indique le caractère semi-perméable de cet aquifère (De Marsily, 1986).

3) propriétés hydrauliques :

A partir d'un protocole de mesure adapté et les tests hydrauliques interprétés par la méthode de Theis/Jacob, nous avons pu définir l'influence de la géométrie du réseau de fractures sur l'évolution spatiale des propriétés hydrauliques :

- la transmissivité reste constante en fonction de la distance au forage pompé avec pour l'essai 1, une valeur de $T=1,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$.
- le coefficient d'emmagasinement décroît suivant une loi d'échelle avec une pente, fonction de la géométrie du réseau de fracture.

Ainsi cette évolution particulière met en évidence le caractère fractal de la dimension du réseau de fractures qui a déjà été souligné par certains auteurs comme Bour et Davy, 1997; Acuna et Yortsos, 1995. Ce résultat a été confirmé par l'interprétation des données par le modèle de Barker qui a permis de déterminer pour tous les essais des dimensions d'écoulement comprises entre 1,2 et 1,8.

La comparaison des fits obtenus à partir des modèles de Theis/Jacob et de Barker, a montré que, du fait de vitesses de circulation rapides dans le milieu, l'influence de la géométrie du réseau de fracture se marque, principalement durant les premières heures de l'essai. Par conséquent, ce comportement particulier doit être pris en compte lors de la définition d'un protocole d'essai de pompage dans ce type de milieu. D'autre part, entre les deux modèles, c'est le modèle de Barker qui permet une meilleure reproduction des données.

L'interprétation à partir du modèle de Barker permet d'obtenir trois paramètres : la dimension d'écoulement, n , et les propriétés hydrauliques K_b et S_b , fonctions de la géométrie du réseau de fractures et de l'épaisseur de l'aquifère. Les propriétés hydrauliques obtenues pour l'essai 5 varient sur un ordre de grandeur et présentent une évolution semblable à celles obtenues par Theis/Jacob. Nous avons calculé les valeurs moyennes de K_b et S_b pour les données de l'essai 5 : $K_b=0,08 \text{ m}^{4-n}/\text{s}+0,01$ et $S_b=0,12+-0,04$. Ces valeurs fournissent les bases pour une modélisation possible des circulations de fluide et du transport de matière dans l'aquifère de Ploemeur.

4) Les marées terrestres. Durant les essais de pompage, nous avons mis en évidence l'influence des marées terrestres sur l'évolution des niveaux d'eau dans les puits. Ces marées se caractérisent par des variations périodiques des niveaux piézométriques, de l'ordre de 12 heures et des amplitudes qui varient entre 3 et 6 cm suivant les puits, fonction des propriétés hydrauliques locales.

Extrapolation/Apport de l'hydraulique :

L'interprétation des données d'essais de pompage par les méthodes de Theis et Barker a mis en évidence le caractère fractal de la dimension d'écoulement de l'aquifère de Ploemeur. Ce résultat conforte les précédentes études réalisées dans d'autres milieux fracturés. Une dimension moyenne de 1,4 a été déterminée à partir de l'interprétation à partir du modèle de Barker. Des études théoriques ont montré qu'un réseau de fractures caractérisé par une dimension de l'ordre de 1,5 correspond au backbone au seuil de percolation en 2D (Bour, 1996, Bour et Davy, 1997).

La bonne qualité des fits obtenus à partir du modèle de Barker a montré que cette méthode est parfaitement adaptée pour l'interprétation des données d'essais de pompage du milieu fracturé de Ploemeur. L'intérêt de la méthode de Barker est de tenir compte, dans le calcul des propriétés hydrauliques, de la géométrie du réseau de fracture, caractérisée par le

paramètre n . Encore aujourd'hui, la majorité des essais de pompage en milieu fracturé sont interprétés via la méthode de Theis, bien que dans la plus part des cas non adaptée, mais rapide et facile à utiliser. L'interprétation des essais de pompage par le modèle de Barker, ouvre une voie nouvelle pour la modélisation des écoulements de fluide et du transport de matière en milieu fracturé. Ce travail est actuellement en cours par J.R. Aupépin dans le cadre d'une thèse, réalisée à Géosciences, intitulée 'transport et dispersion dans les milieux fracturés multi-échelles'.

1.2.2 Résultats obtenus lors de la caractérisation hydrochimique.

1.2.2.1 Qualité des eaux souterraines de l'aquifère de Kermadoye et temps de transfert :

Cette étude a permis de mettre en évidence deux groupes d'échantillons caractérisés par deux qualités d'eau différentes. Le processus de dénitrification naturelle par oxydation de la pyrite a été identifié comme le processus principal, responsable de la qualité de l'eau des échantillons du groupe B.

▷ Groupe A :

- eaux non dénitrifiées.
- eau 'récente', dont l'âge calculé est inférieur à 10 ans.
- apports anthropiques (Cl , SO_4 , NO_3).
- contexte géologique principalement granitique.
- forages les plus éloignés du forage principal.
- puits les moins productifs, sauf pour F19.

▷ Groupe B :

- eaux dénitrifiées par oxydation de la pyrite.
- eau de mélange, en proportion différente, entre une eau 'récente' et une eau 'ancienne'.
- qualité de l'eau directement influencée par le pompage.
- l'âge calculé est de l'ordre de la centaine d'année pour l'eau ancienne.
- forés au niveau de la zone de contact granite/micaschistes et dans les altérites.
- puits les plus productifs.

Les processus suivants sont responsables, sous l'action du pompage, de la qualité de l'eau des échantillons du groupe B :

- mélange entre des eaux 'récentes', infiltrées après 1950, contenant des nitrates et des eaux anciennes 'pauvres' en nitrates. D'après les analyses de tritium, la proportion en eaux anciennes est majoritaire et de l'ordre de 70%
- dénitrification par oxydation de la pyrite.

Parmi les échantillons du groupe B, celui prélevé dans les altérites (MF2), à 28 m de profondeur, ne contient pas de tritium et a une teneur en nitrates inférieure à 10 mg/l. Une vitesse d'infiltration verticale maximum de l'ordre de 0,6 m/an a ainsi été déterminée pour la couche de roches altérées.

1.2.2.2 *Caractérisation temporelle :*

Une fois les processus à l'origine de la qualité de l'eau identifiés, il est apparu naturel de passer à l'étape de modélisation de l'évolution de la qualité de l'eau pompée, notamment des concentrations en nitrates et en sulfates. Pour cela, nous avons utilisé le modèle de Zisset et al, 1994, qui modélise de façon macroscopique la croissance des bactéries dans le milieu à l'origine de la dénitrification. La modélisation a permis de déterminer une chronique de nitrates en entrée du système qui apparaît en accord avec l'excédent azoté régional. D'autre part, cette modélisation a montré que le transport entre la surface et le réseau fracturé profond est caractérisé par des connections rapides et un large champ de vitesses. Ce résultat est cohérent avec les propriétés des milieux fracturés. Une vitesse moyenne de 0,5 m/jour a ainsi été déterminée.

La caractérisation hydrochimique nous a permis de mettre en évidence dans notre système des circulations verticales rapides entre la surface et la zone fracturée subhorizontale au niveau desquels circulent des eaux riches en nitrates. Ces circulations privilégiées n'ont pu être mises en évidence à partir des tests hydrauliques d'où l'importance de la caractérisation hydrochimique. D'autre part nous avons montré l'effet du pompage sur la qualité des eaux souterraines de Kermadoc.

extrapolation pour la connaissance des milieux fracturés :

Les processus identifiés lors de la caractérisation spatiale réalisée à partir d'un grand nombre d'échantillons, ne sont pas propres à l'aquifère de Ploemeur. En effet des études de la qualité des eaux souterraines dans le massif armoricain ont déjà identifié les processus 1) de dénitrification par oxydation de la pyrite et 2) de mélange entre des eaux de qualités différentes (Pauwels, 1994, 1996 ; BRGM, 1990, 1993). La plupart des travaux réalisés sur la qualité de l'eau s'arrêtent à ce stade et aucune étude n'a été entreprise pour tenter de modéliser l'évolution de la qualité des eaux pompées dans les milieux fracturés.

Une fois les processus identifiés, l'originalité de notre démarche repose sur la modélisation de l'évolution de la qualité de l'eau pompée depuis la mise en exploitation. En considérant un modèle conceptuel de l'aquifère et à partir des hypothèses de Zisset et al, nous avons pu déterminer les propriétés hydrauliques du milieu ainsi que l'évolution des apports en entrée de nitrates. La limitation à la réalisation d'une telle modélisation repose sur la possibilité d'avoir des chroniques de la qualité de l'eau qui débutent dès la réalisation des forages afin d'avoir l'état initial.

D'autre part, cette caractérisation hydrochimique a montré que la technique de datation par le tritium est parfaitement adaptée pour le cas des milieux fracturés. En effet l'analyse du tritium permet de distinguer des eaux infiltrées avant 1952 et de mettre en évidence le processus de mélange auquel on s'attend dans ces milieux du fait de la large distribution des vitesses de circulation. Au delà l'analyse qualitative, nous avons montré qu'il est possible de déterminer l'âge des eaux souterraines, en considérant un modèle de circulation et une chronique de tritium dans l'eau de pluie.

1.3 Modèle d'aquifère

A partir de cette caractérisation hydrologique, nous sommes arrivés à répondre aux questions principales concernant le fonctionnement de l'aquifère de Ploemeur et proposons le modèle d'aquifère illustré figure 3.

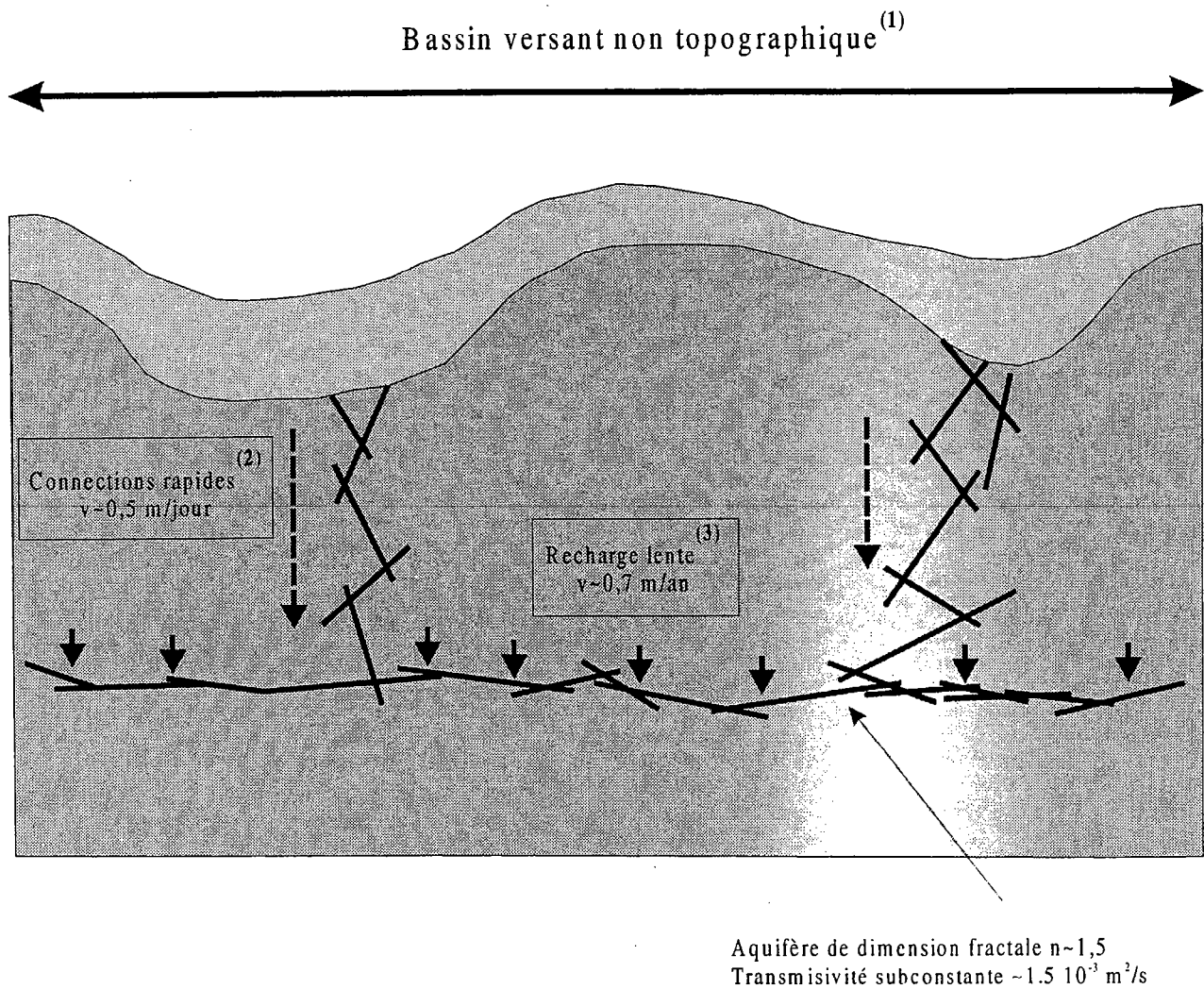


Figure 3 : Modèle hydrogéologique de l'aquifère de Ploemeur.

(1) De part la géométrie du réseau de fractures, l'aquifère de Ploemeur se différencie des autres aquifères bretons. En effet, dans le cas de cet aquifère, les surfaces participant à la recharge dépassent la surface du simple bassin topographique et du fait de la géométrie du réseau de fractures, est difficilement quantifiable.

(2) Deux modes de recharges ont été identifiés :

↳ **Connections rapides** entre la zone subhorizontale fracturée profonde et la surface. Une vitesse de circulation moyenne de 0,5m/jour a été déterminée à partir de la modélisation de l'évolution temporelle des teneurs en nitrates et en sulfates.

↳ **Recharge lente par drainance**. Ce processus a été identifié à partir de l'évolution du niveau piézométrique dans Pe, lors de la première année d'exploitation de l'aquifère. A partir des mesures de tritium, nous avons calculé une vitesse moyenne de circulation de l'ordre de 0,7 m/an.

(3) A partir de l'interprétation des données d'essai de pompage par les méthodes de Theis et Barker, le modèle fractal a été identifié comme étant le modèle le plus représentatif de l'aquifère de Ploemeur. La connaissance du modèle hydraulique est fondamentale dans un but de modélisation des circulations de fluide et du transport de matière dans cet aquifère,

Suite aux conclusions introduites précédemment, les remarques suivantes peuvent être apportées :

- Le rôle des altérites (notamment l'épaisseur) n'apparaît pas fondamental sur le fonctionnement hydrogéologique mais des études doivent compléter cette première impression.

- La pérennité de l'aquifère dépend de la capacité de la nappe à se recharger. Le fait que la drainance ait été identifiée indique qu'une recharge de l'aquifère a bien lieu et que par conséquent, il ne s'agit pas d'un grand aquifère fossile que l'on vide petit à petit par le pompage. Le fait que la drainance soit *aujourd'hui* le processus de recharge principal est un argument favorable concernant la pérennité et la protection de l'aquifère.

Perspectives à ce travail :

Cette caractérisation hydrogéologique a permis de proposer un modèle d'aquifère du site expérimental de Kermadoc. Les différentes méthodes utilisées ont contribué à une meilleure connaissance du fonctionnement hydrogéologique de cet aquifère.

1 Structure du sous-sol :

1.1 Caractérisation géologique.

L'étude des cuttings nous a permis de caractériser, de façon qualitative, l'évolution de la géologie avec la profondeur. La réalisation d'un forage carotté permettrait une caractérisation géologique plus approfondie de la roche avec la profondeur avec notamment une étude de la fracturation dans l'aquifère. Ainsi, l'étude d'un carottage fournirait les informations suivantes :

- teneur en argiles de la couche altérée.
- caractérisation de la fracturation et notamment de filons de pegmatites : densité, ouverture, pendage.
- nature du remplissage des fractures.
- quantification de la pyrite dans le milieu et étude bactériologique.
- évolution de la chimie et de la minéralogie des roches en place.

1.2 Imagerie géophysique.

Cette étude a montré que, du fait de la forte hétérogénéité du milieu (zone de contact fracturée) et de l'influence de l'environnement (agglomération, lignes électriques, base aéronavale de Lann Bihouée....), le choix des méthodes d'imagerie et d'interprétation nécessite une attention particulière.

➤ Les mesures réalisées à partir des méthodes électromagnétiques et magnétotellurique nécessitent un travail de filtrage important des signaux ainsi que le développement de méthodes d'interprétation 3D, adaptées au cas des milieux fracturés.

➤ La sismique réflexion à partir de la source sismique Shutgun, nous a fourni une première 'image' de la structure géologique en profondeur, grâce à la réalisation de deux profils perpendiculaires de 300 mètres de long. Afin de préciser les directions des anomalies observées et de détecter plus précisément les filons de pegmatites fracturées, une couverture sismique rapprochée pourrait être réalisée sur la zone. La réalisation de cette couverture pourrait se faire en mode 2D ou 3D. L'inconvénient majeur de la sismique 3D est principalement d'ordre financier et méthodologique. En effet la réalisation d'une telle expérimentation nécessite un équipement et des moyens informatiques très importants (ordinateur puissant, algorithme de traitement des données). Quelque soit le mode de couverture choisi, une question se posera quant au choix de la source sismique. En effet, pour

atteindre des profondeurs plus importantes, au delà de 50 m, une source sismique plus énergétique que la source shutgun, devra être utilisée. D'autre part, afin de pouvoir localiser les pegmatites fracturées, cette source devra, en plus, garder un pouvoir de très haute résolution. Les sources basées sur le principe de la 'chute de poids' apparaissent tout à fait adaptées pour atteindre de telles profondeurs et permettre la détection de filons de faible épaisseur.

↳ Quand les conditions le permettent, l'imagerie de puits peut être une méthode parfaitement adaptée pour la localisation des anomalies de vitesses ou de résistivités électriques, présentes dans le milieu. Parmi les méthodes de géophysique de puits, le radar en mode réflexion ou transmission permet, à la fois, la localisation des fractures qui recoupent le forage et la détermination du pendage. Cette technique ainsi que des algorithmes d'interprétation ont été développés dans le cadre de programme de recherche sur la caractérisation de sites en milieu cristallin, en vue du stockage de longue durée de déchets radioactifs (Stripa Project, Suède). Dans le massif cristallin de Stripa, une zone de fracture a été localisée et caractérisée par cette technique

2 *Caractérisation hydraulique.*

2.1 Vitesse de circulation.

Du fait du nombre important de forage et suite aux conclusions de ce travail, il apparaît que la méthode du micro-moulinet puisse répondre à des questions concernant les vitesses de circulation dans le réseau de fractures. Cette technique permet, à la fois, de localiser les fractures les plus conductrices mais aussi de quantifier les vitesses verticales. En réalisant des tests croisés avec un seul forage pompé, il est ainsi possible de mettre en évidence les connections les plus rapides présentes dans le milieu et de réaliser une carte des vitesses à la fois, en fonction de la profondeur mais aussi dans l'espace. Les vitesses de circulation dans le milieu seront aussi fortement influencées par le pompage d'où l'importance d'avoir ce type de mesures pour une nappe au repos. Ces résultats pourront être en plus comparés avec les résultats obtenus à partir des tests hydrauliques et des analyses du tritium.

2.2 Etude des chroniques.

Dans cette étude, nous avons essentiellement fait une description qualitative des chroniques des débits pompés, des niveaux piézométriques et de la pluviométrie. L'analyse de ces données nous a permis de distinguer sur la zone deux groupes de forages fonction de la connectivité et d'identifier le processus de drainance participant à la recharge de l'aquifère.

L'analyse quantitative de ces données devrait permettre de déterminer les propriétés hydrauliques du milieu. En effet, en considérant un modèle d'aquifère et en effectuant une analyse fréquentielle, il paraît possible d'en déduire les paramètres du modèles qui correspondent aux propriétés du milieu (Ritzi et al, 1991). Ces valeurs pourront être comparées à celles obtenues par les techniques hydrogéologiques classiques.

2.3 *Etude des marée terrestres.*

A partir des enregistrements des rabattements réalisés lors des essais de pompage, nous avons observé la présence d'un signal périodique de faible amplitude attribué à l'influence des marées terrestres sur les niveaux d'eau dans les puits. Des auteurs ont montré, qu'à partir des évolutions des niveaux d'eau, induits par des variations de la porosité dans le milieu, il est notamment possible de déterminer les propriétés hydrauliques et poro-élastiques du milieu (Hsieh et al, 1991).

D'un point de vue pratique, la réalisation d'une telle étude nécessite plusieurs conditions :

- un signal piézométrique adapté, afin de pouvoir extraire les différentes composantes fréquentielles du signal marée.
- évolution sur la même période de la pression atmosphérique et de la pression à l'intérieur de l'aquifère.

D'un point de vue théorique, cette étude nécessite le développement d'un algorithme d'inversion, permettant de déterminer les propriétés hydrauliques et poro-élastiques du milieu. Dans le cas où il n'est pas possible de mesurer la pression à l'intérieur de l'aquifère, il est possible d'utiliser un signal marée théorique lors de l'inversion des données.

3 *Temps de transfert.*

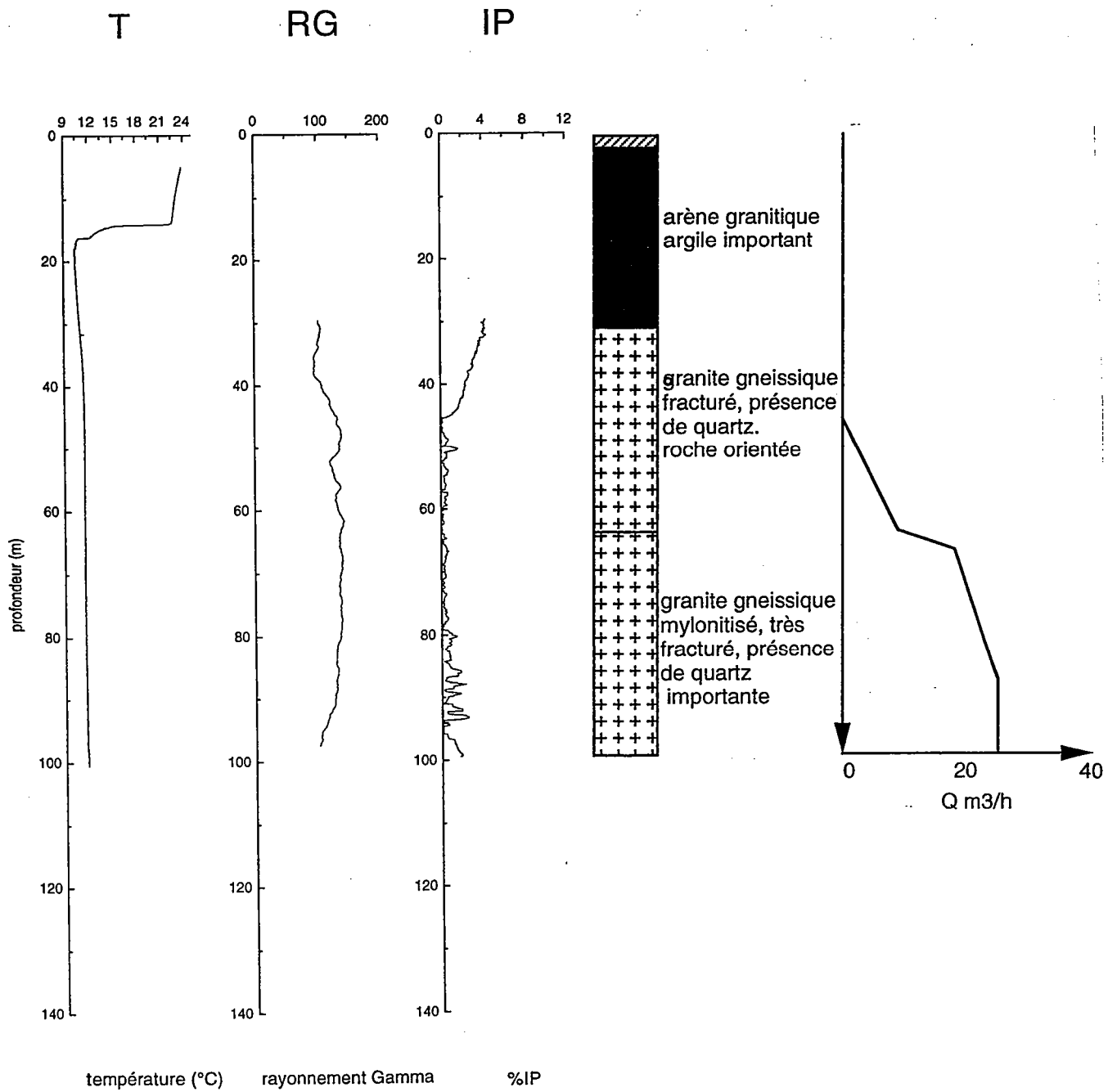
Concernant les temps de transfert, le tritium a permis de mettre en évidence dans notre système, des eaux jeunes, infiltrées avant 1950 et des eaux de mélange ayant une composante 'eau ancienne' importante. A partir du logiciel Multis, des âges moyens ont été calculés en considérant une chronique d'entrée 'construite' à partir de la chronique de Thonon les Bains et un seul point de mesure. De part ces approximations, nous n'avons pas pu définir de barres d'erreurs sur les âges calculés. Ainsi il apparaît nécessaire de vérifier ces résultats avec notamment des mesures du tritium dans l'eau de pluie et un suivi annuel des teneurs du tritium dans les échantillons caractéristiques. Cela permettrait par la même occasion de contrôler pour les eaux pompées, l'évolution du mélange et de distinguer une éventuelle limite d'alimentation des capacités de pompage

Afin d'affiner les résultats obtenus à partir des analyses du tritium, la comparaison avec une autre technique de datation est souhaitable. Dans le domaine de la datation des eaux de subsurface, les Chloro-Fluoro-Carbones (CFC) permettent de dater les eaux jusque vers le début du siècle. Bien que cette méthode soit aussi modèle dépendant, comme le tritium, elle permet d'affiner les résultats en plusieurs classes d'âges, jusqu'au début du siècle. D'autres part, cette technique présente l'avantage de fournir des âges, à partir du rapport des concentrations en CFC11, CFC12 ou CFC13, ne nécessitant pas ainsi de connaître l'évolution des CFC dans l'atmosphère.

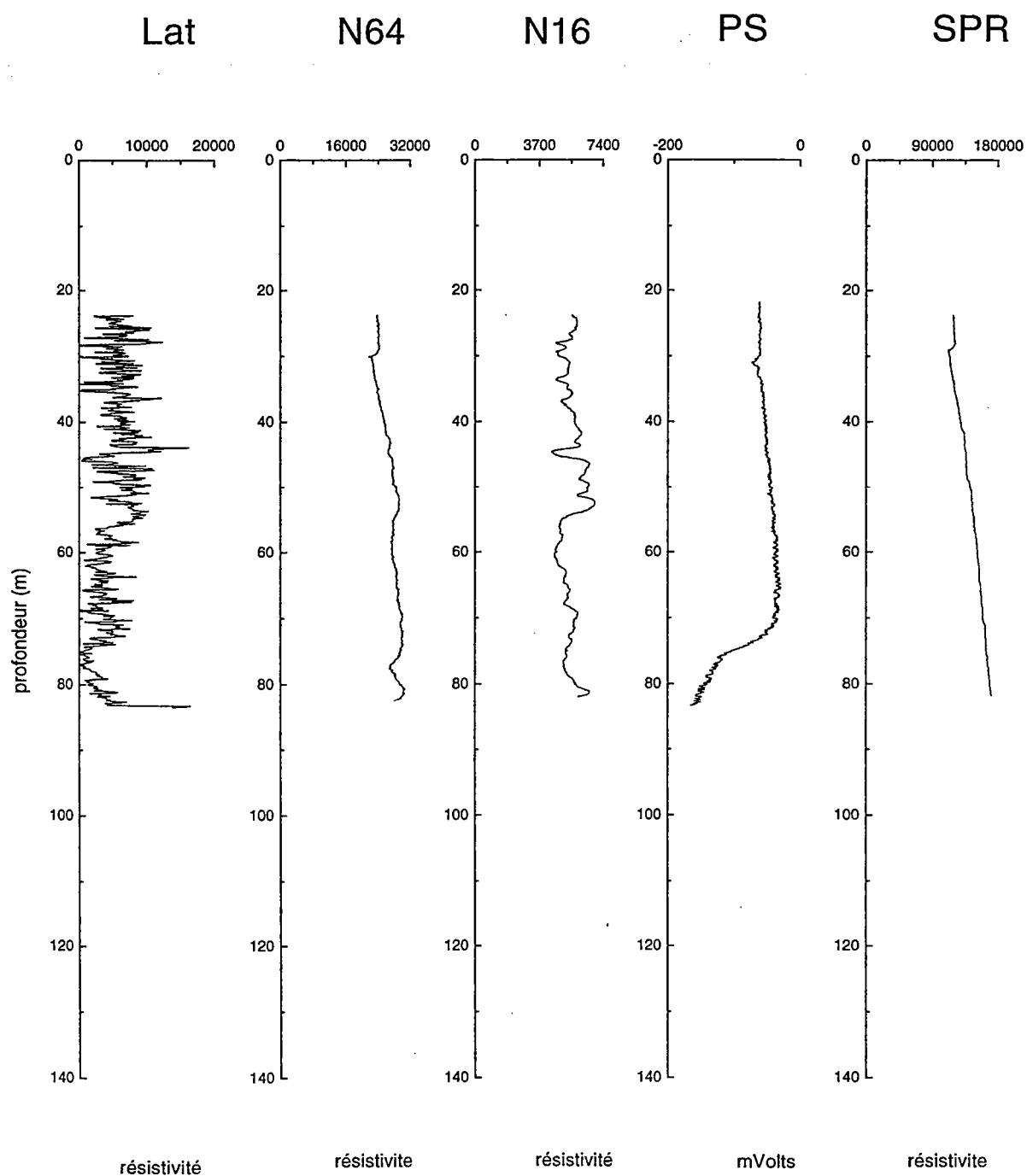
ANNEXES

Annexe 1 : Diagraphies

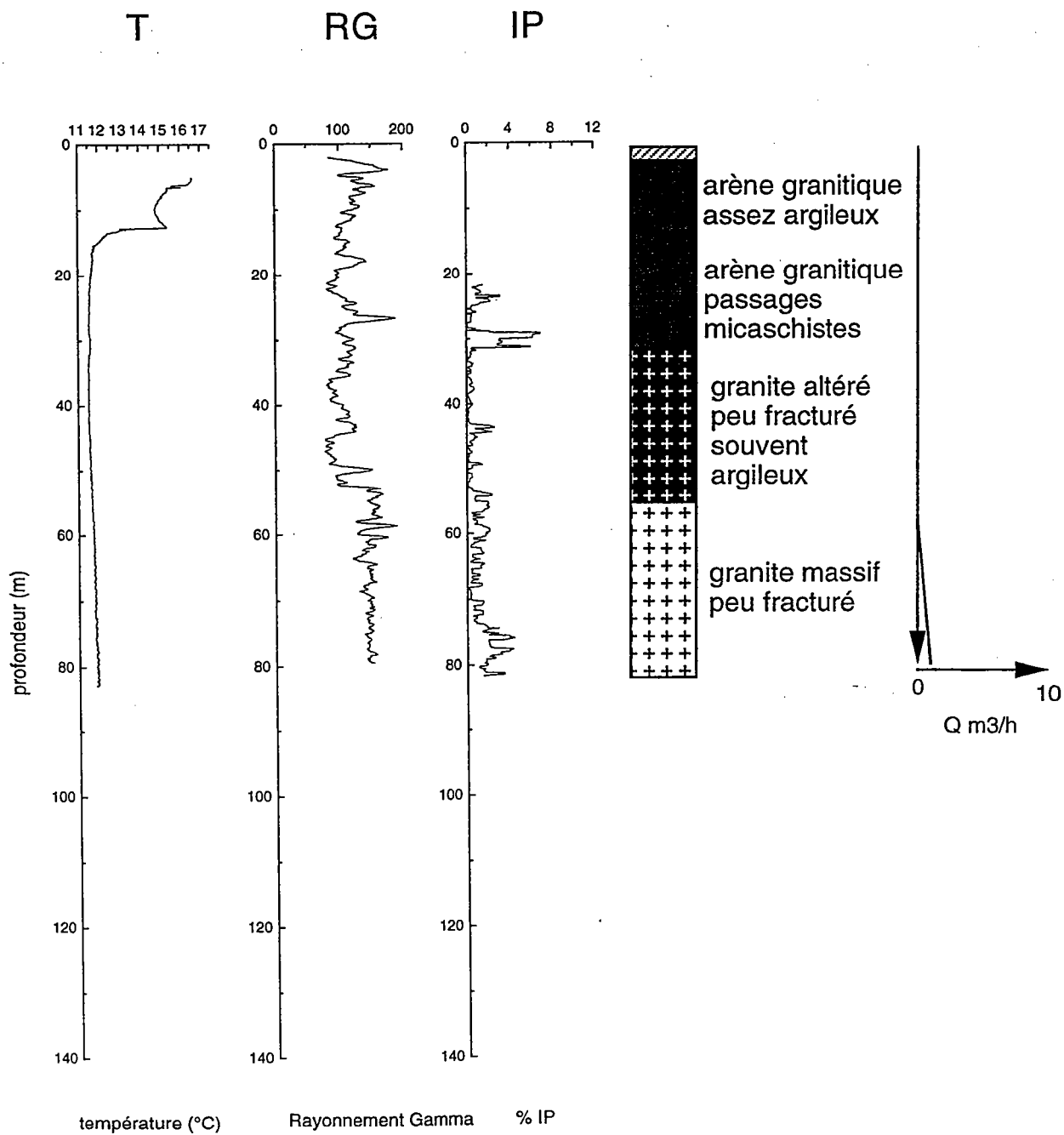
F9



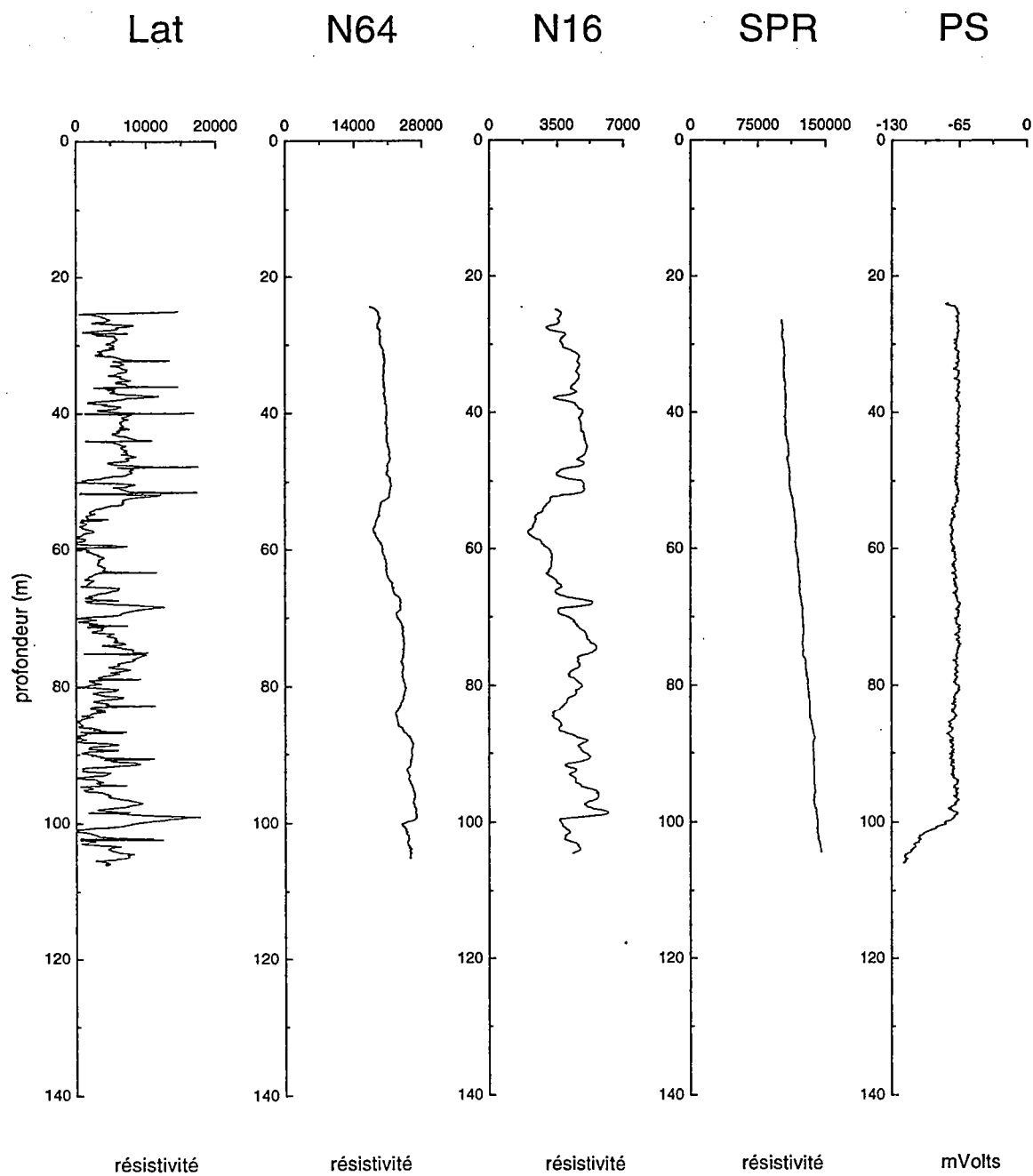
F30



F30

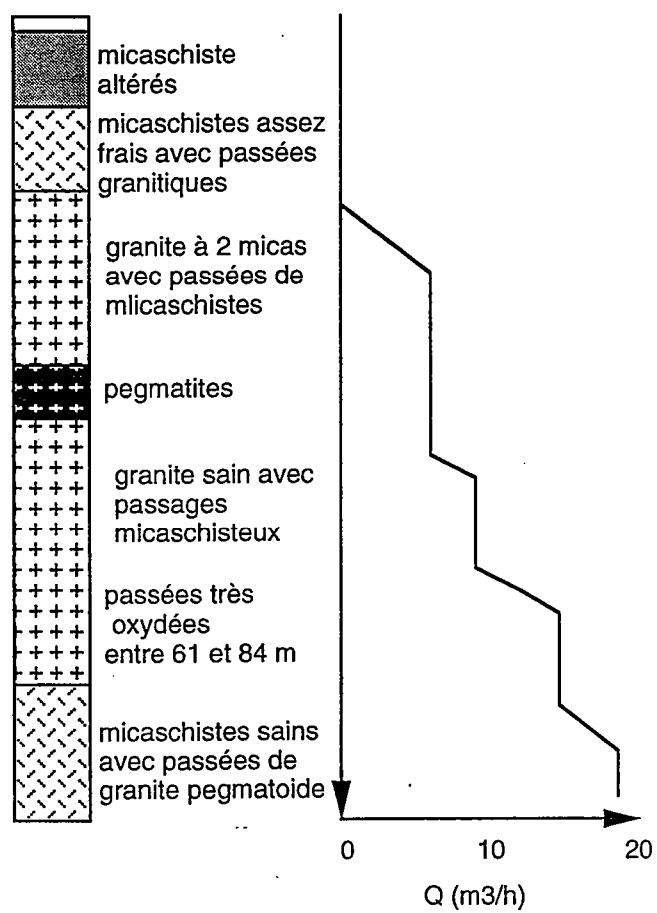


F34

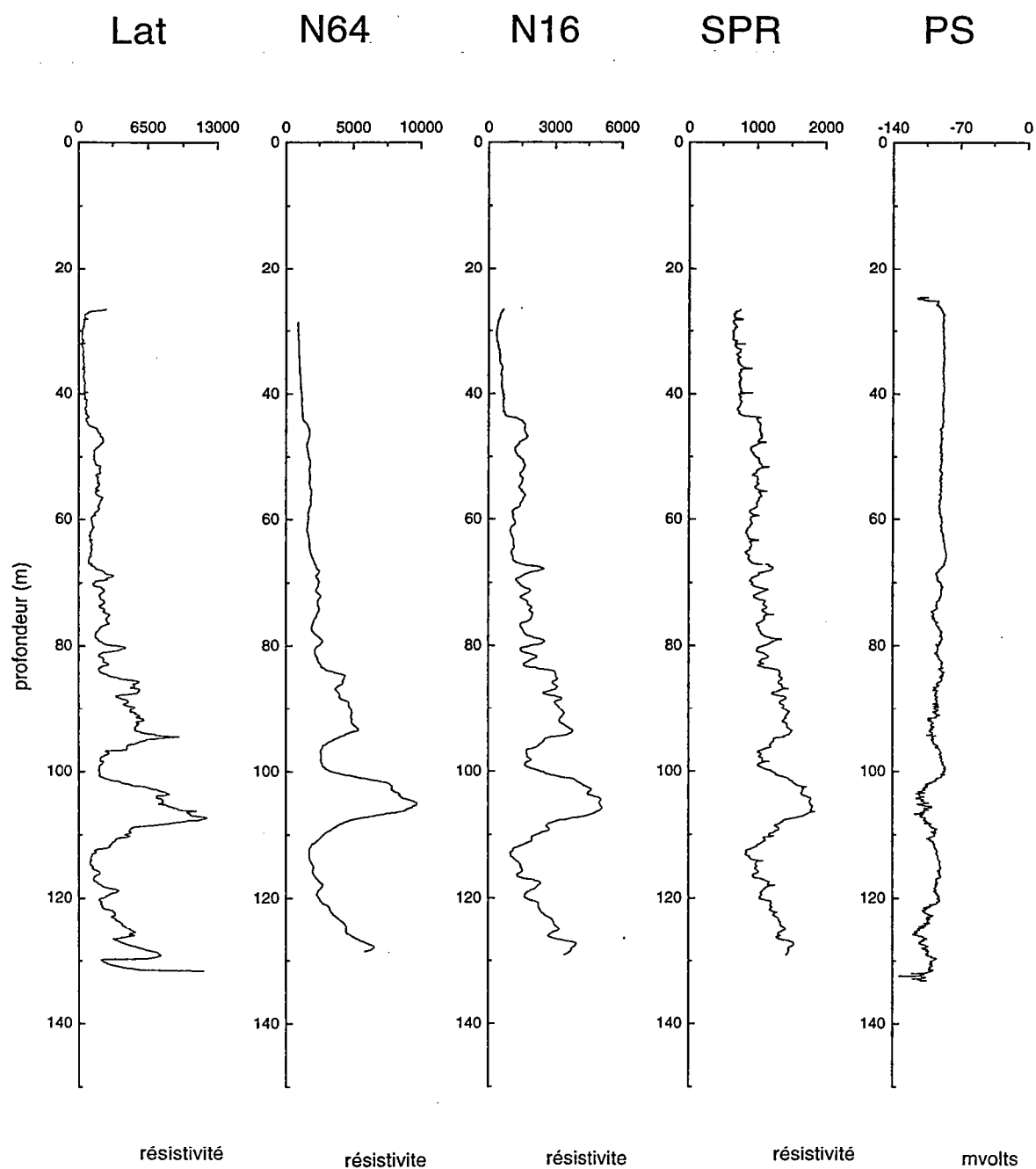


F34

F34



F35

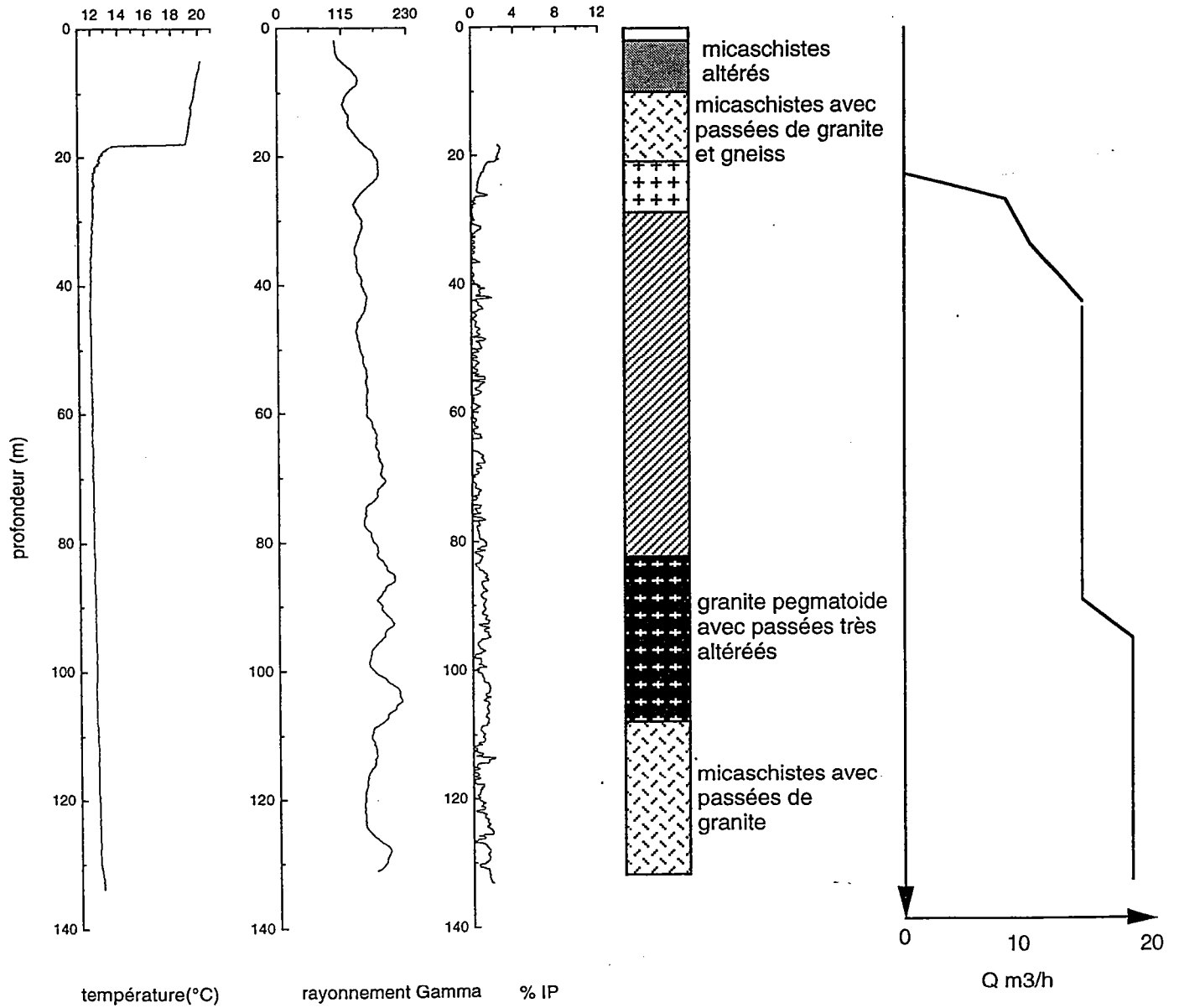


F35

T

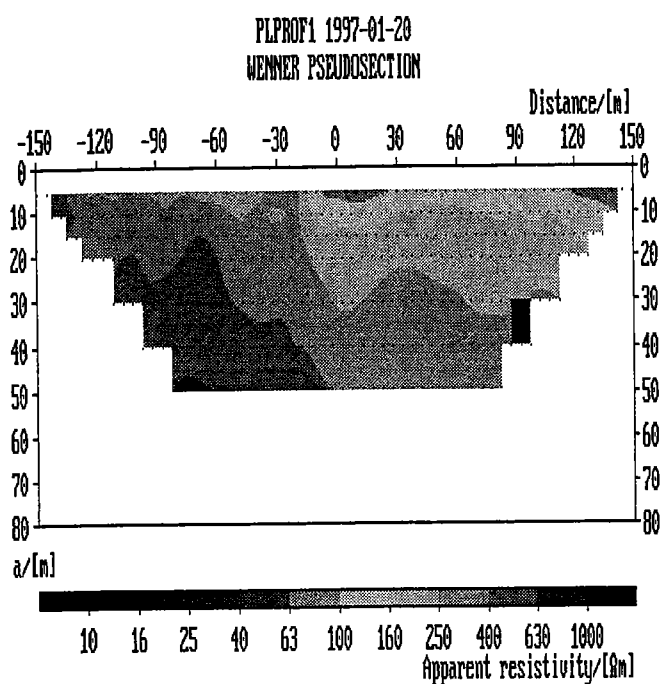
RG

IP

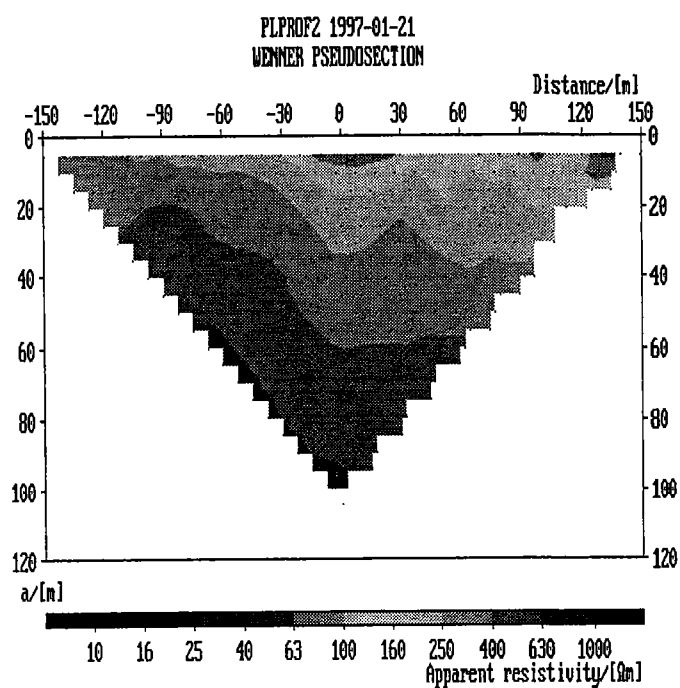


Annexes 2: électrique

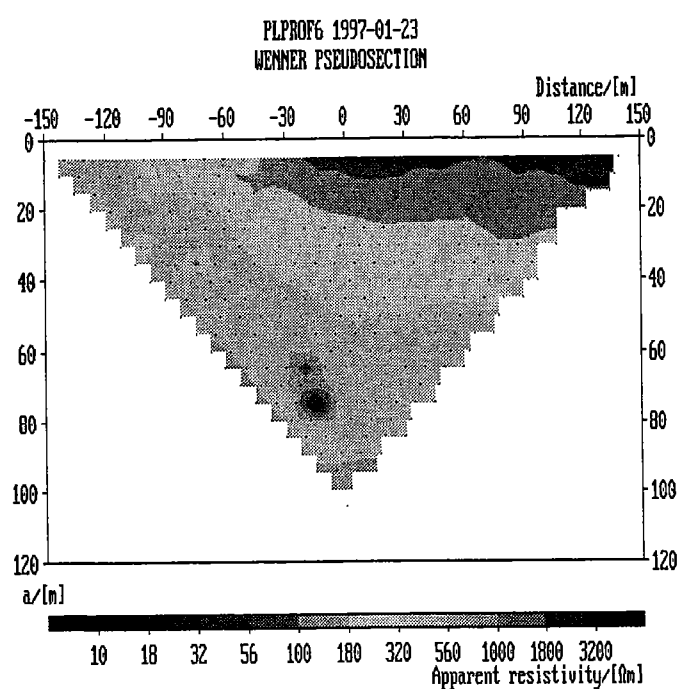
a)



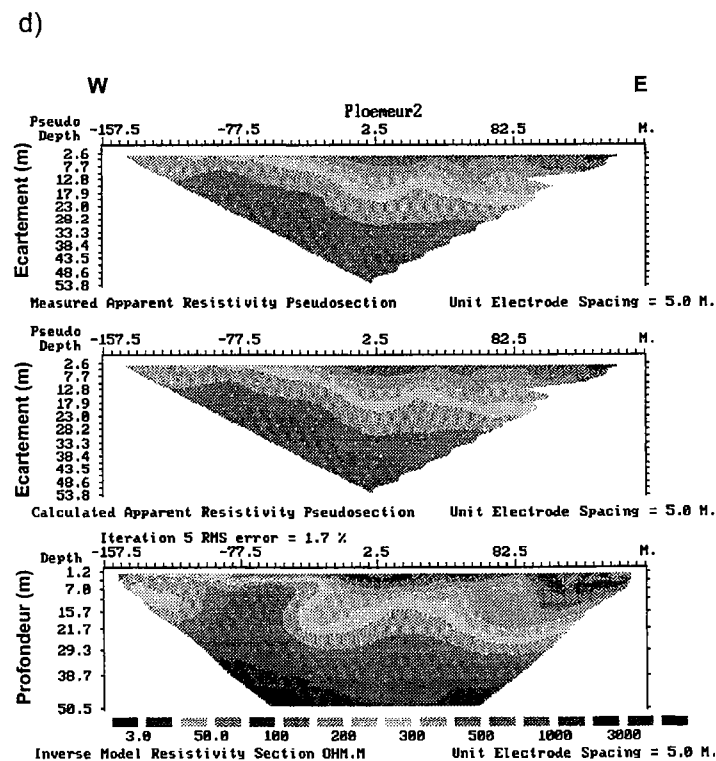
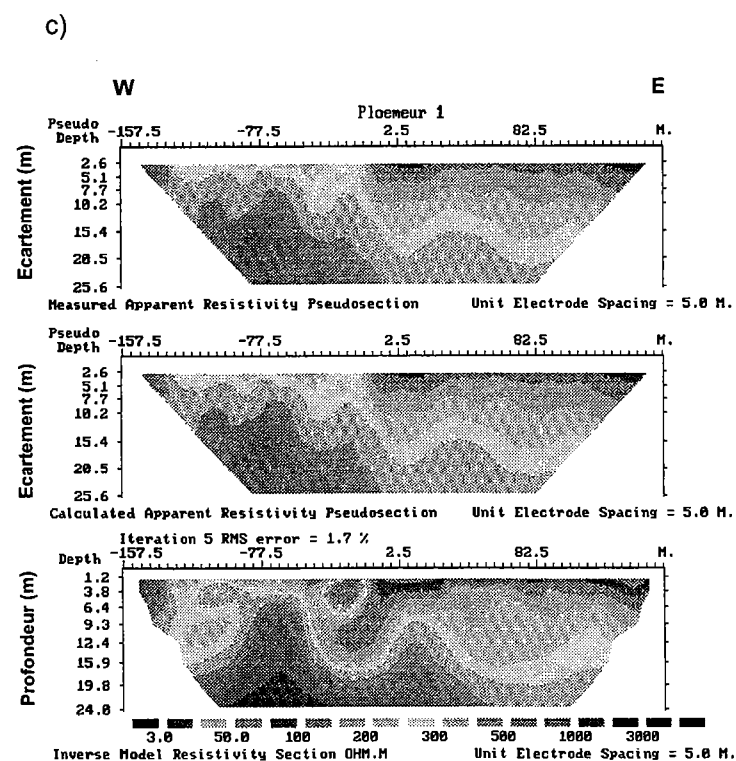
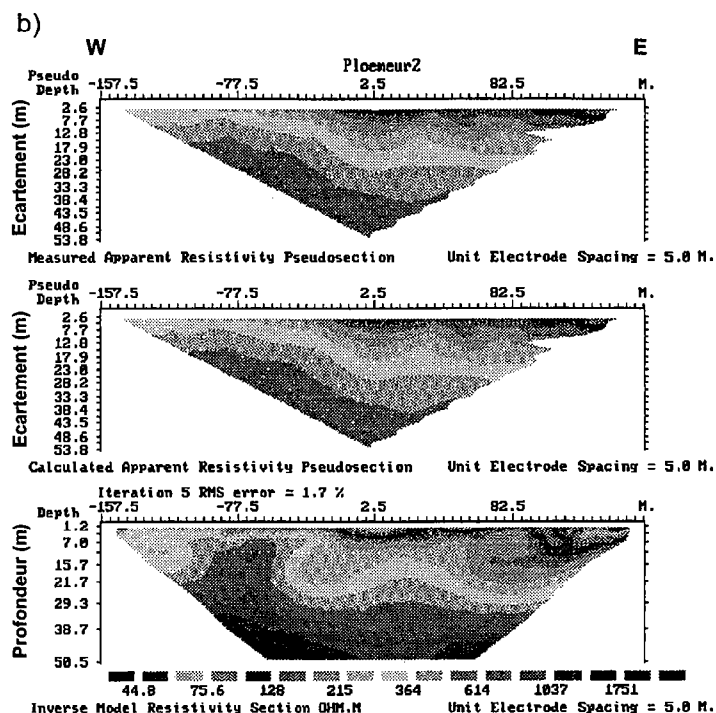
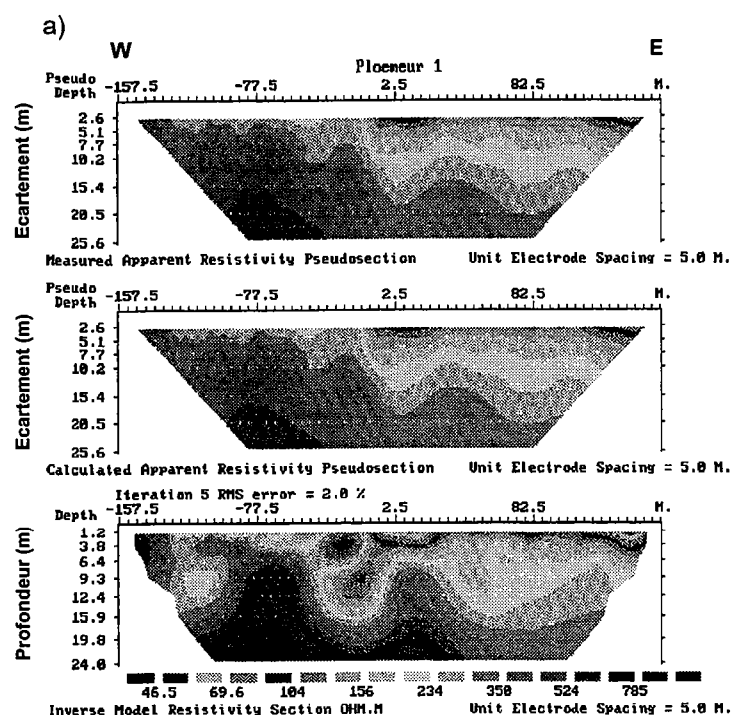
b)



c)



Annexe 2.1 : Présentation des pseudosections (distribution des résistivités apparentes en fonction de l'écartement des électrodes) : a) profil 1, b) profil 2, c) profil 6.



Annexe 2.2 : Résultats de l'inversion des pseudosections :

a), b) : profil 1.

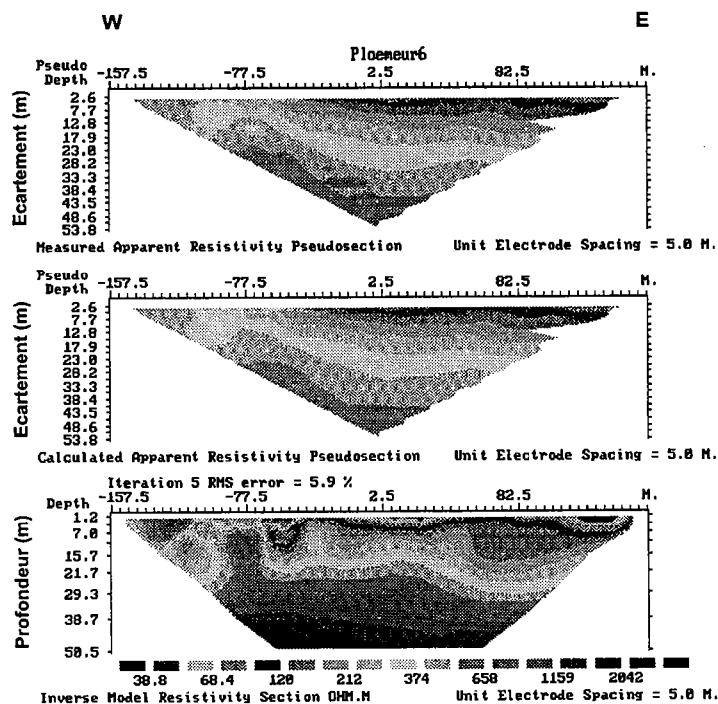
c), d) : profil 2.

avec

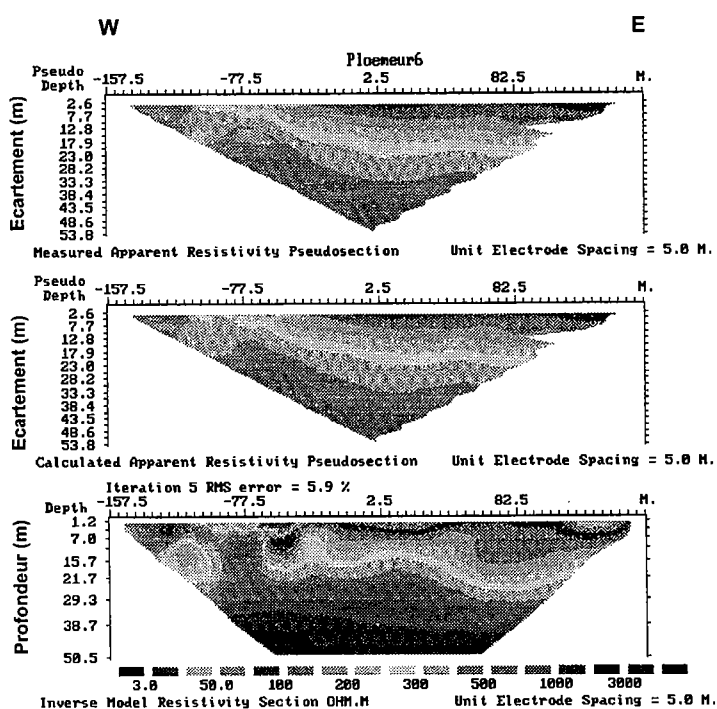
a) et c) : sans modification de l'échelle de résistivité.

b) et d) : échelle de résistivité normalisée.

a)



b)



Annexe 2.2bis : Résultats de l'inversion des pseudosections :

a), b) : profil 6.

avec

a) : sans modification de l'échelle de résistivité.

b) : échelle de résistivité normalisée.

ANNEXE 2.3 : Protocole d'utilisation du logiciel d'inversion RES2Dinv.

Les inversions ont été réalisées à partir du logiciel RES2Dinv, développé par Loke et Barker et dont les caractéristiques principales d'utilisation sont les suivantes :

- lecture du fichier dans lequel sont stockées les résistivités apparentes avec identification des paramètres d'acquisition.
- visualisation des données avec possibilité d'éliminer des points douteux.
- définition des paramètres relatifs à l'inversion.
- inversion des données.
- visualisation des résultats de l'inversion.

Nous allons apporter d'avantage d'informations sur les paramètres liés à l'inversion et les différentes méthodes de calcul de la matrice Jacobienne :

Paramètres d'inversion :

Les paramètres liés à l'inversion peuvent être modifiés par l'opérateur, mais nous avons choisi d'utiliser les valeurs entrées par défaut, recommandées par l'auteur du logiciel:

- un des paramètres le plus important est la définition du modèle initial qui va contribuer à orienter le résultat final. Par défaut, le modèle initial est divisé en blocs de largeur égale, comprenant huit couches dont l'épaisseur augmente à chaque fois de 25%. La valeur de ce pourcentage peut être diminuée dans le cas où la densité de points de mesures est faible.
- les autres paramètres sont les suivants : seuil des filtrages, nombre d'itérations minimum

Méthodes de calcul :

Trois méthodes nous sont proposées pour le calcul de la matrice Jacobienne. Ces méthodes sont les suivantes :

- méthode Quasi-Newton (Loke et Barker 1996a). Cette méthode permet une estimation rapide de la matrice Jacobienne, fournissant ainsi un résultat quasi instantané.

Les deux autres techniques nécessitent des temps de calcul pouvant être plus longs :

- l'une recalcule la matrice Jacobienne à chaque itération.
- l'autre recalcule la matrice Jacobienne pour les deux premières itérations uniquement et utilise la méthode Quasi-Newton pour les itérations suivantes.

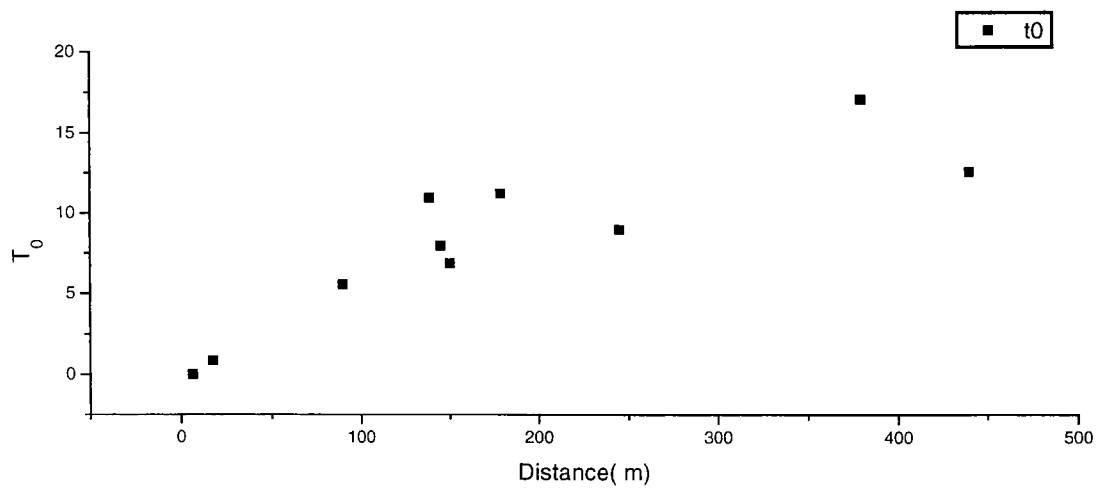
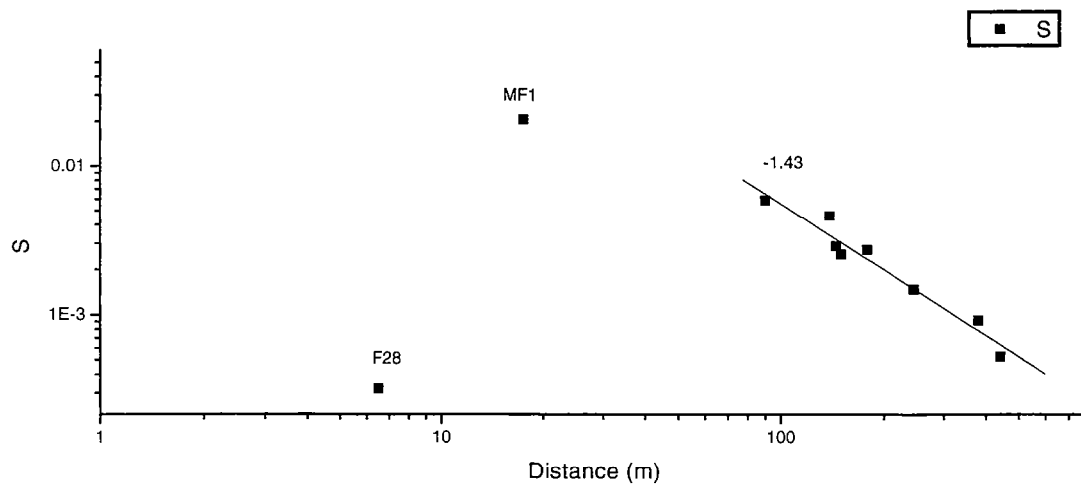
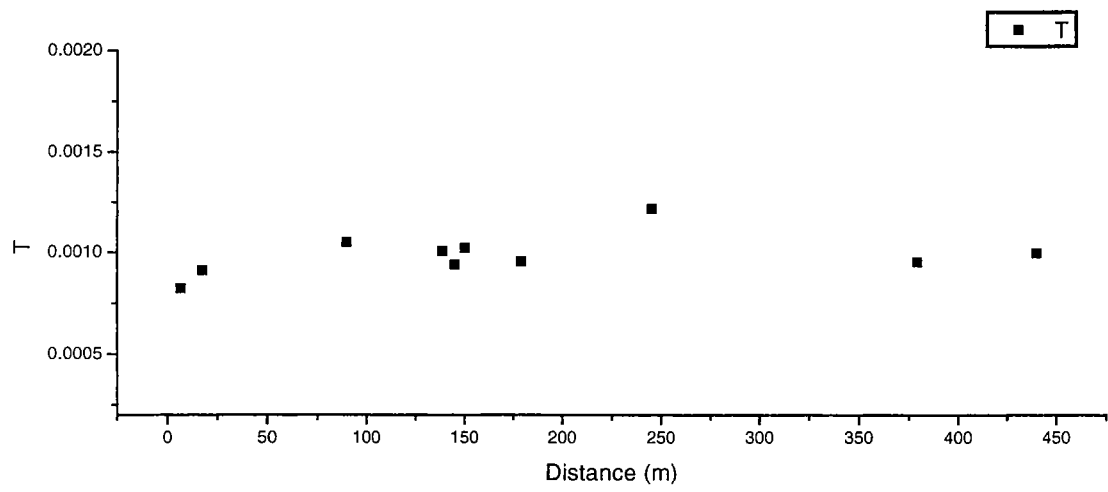
Ces deux techniques sont plus précises et ont l'avantage d'améliorer la gestion des conditions aux limites.

Dans notre cas, nous avons choisi la troisième technique qui, bien que plus coûteuse en temps de calcul, donne des résultats, en théorie, plus fiables.

Des informations supplémentaires concernant ce logiciel d'inversion sont disponibles dans le manuel d'utilisation.

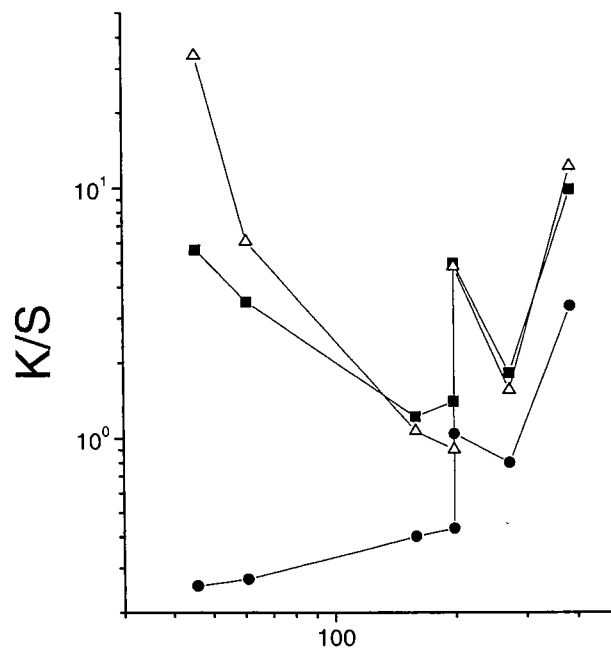
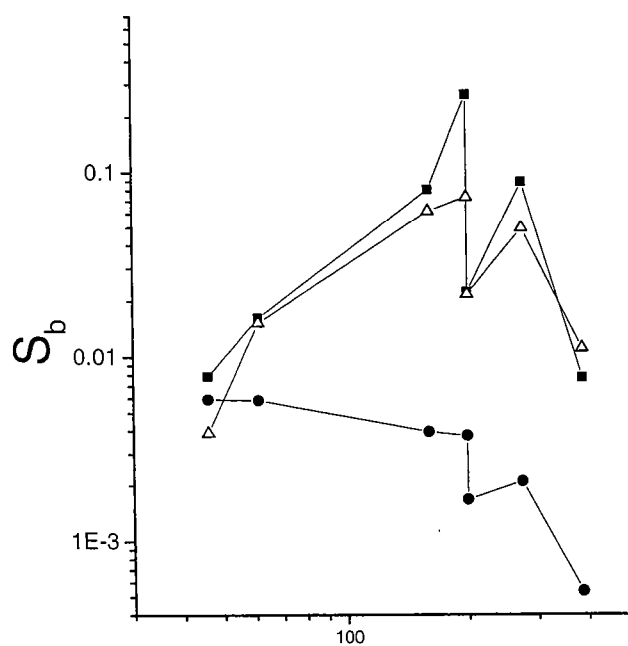
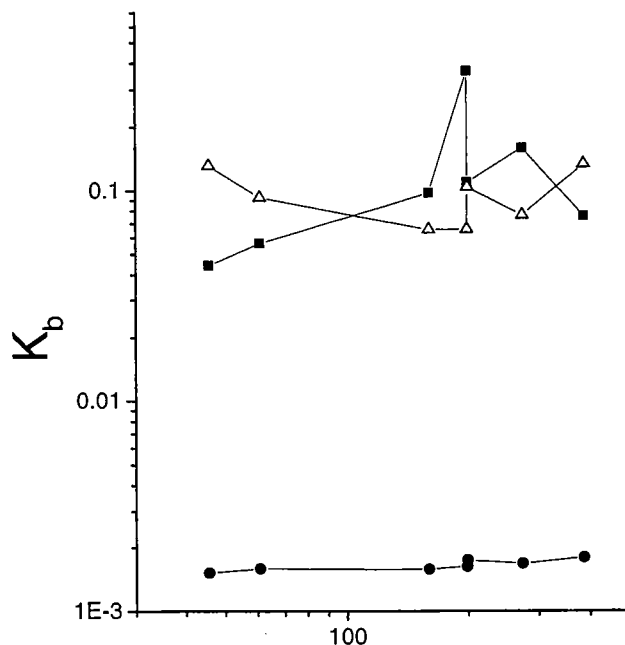
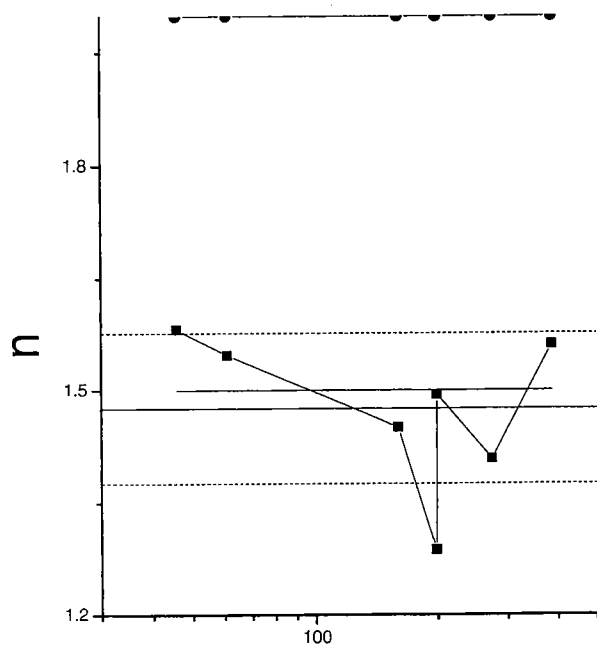
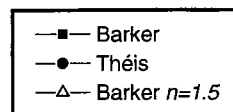
Annexe 3 : Caractérisation hydraulique.

Essai 5



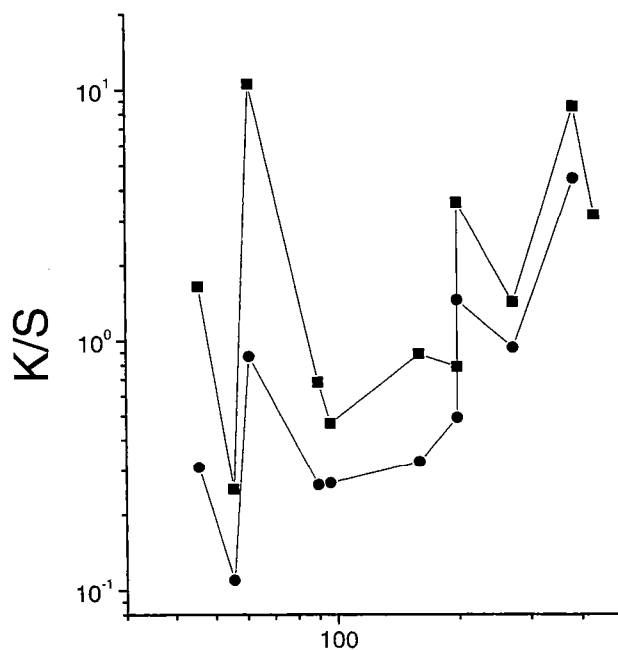
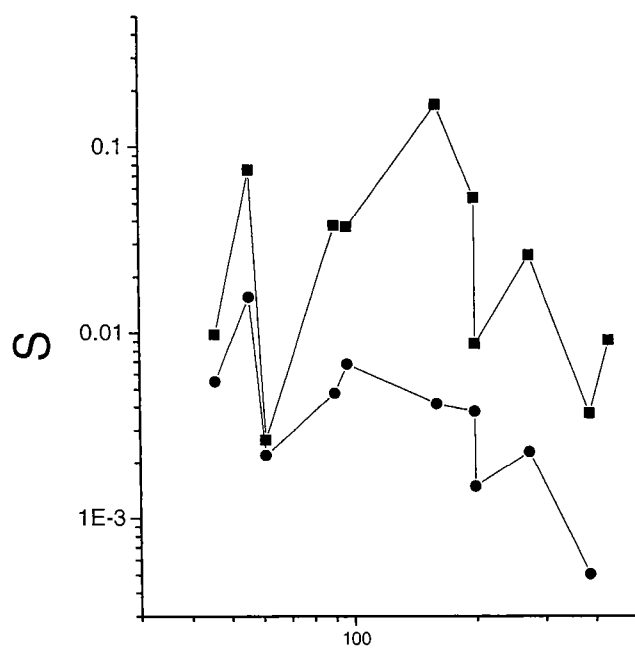
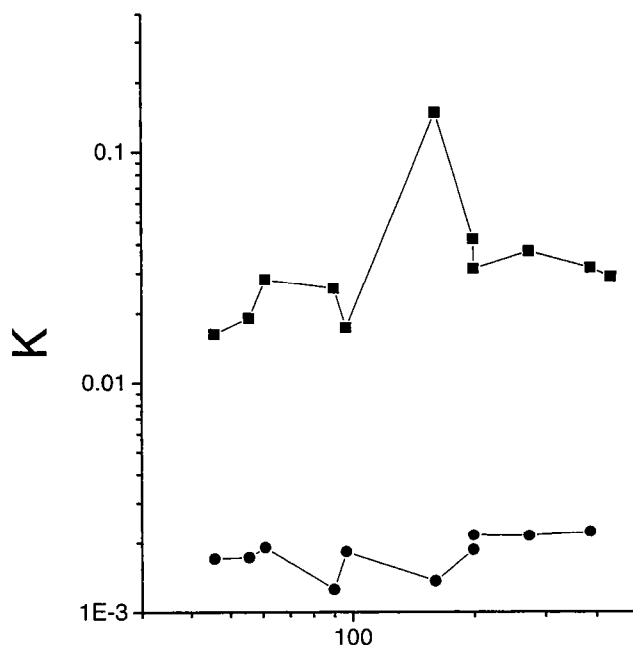
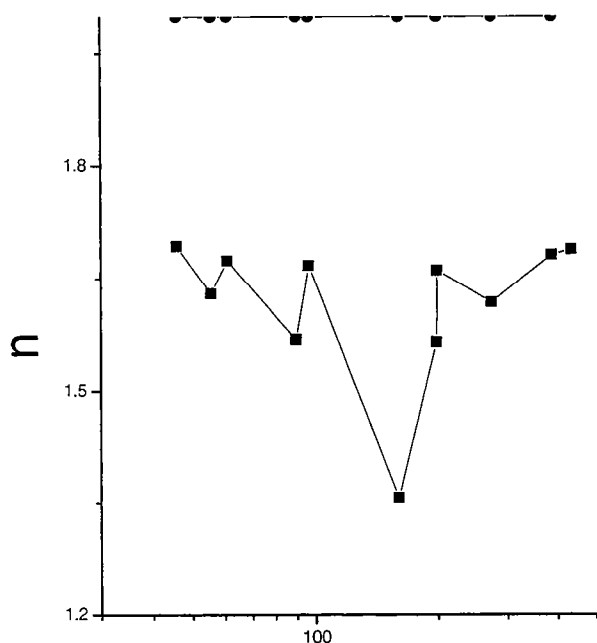
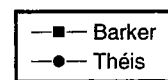
Comparaison des paramètres obtenus par les méthodes de théis et Barker

F31 n° 1



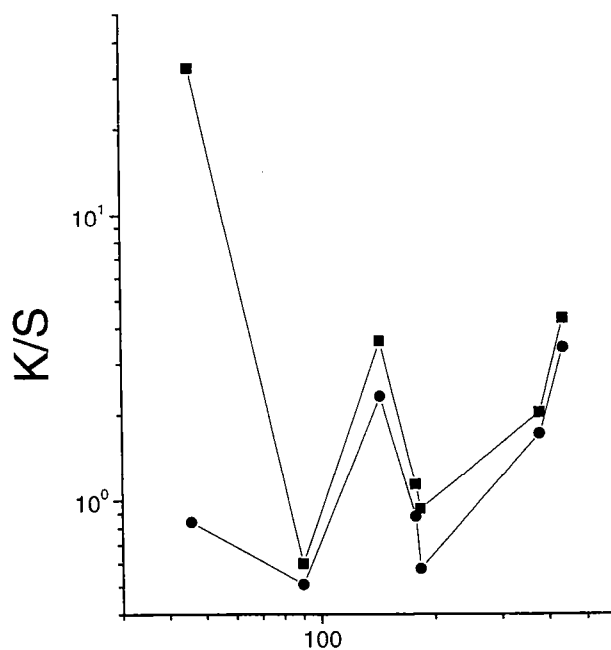
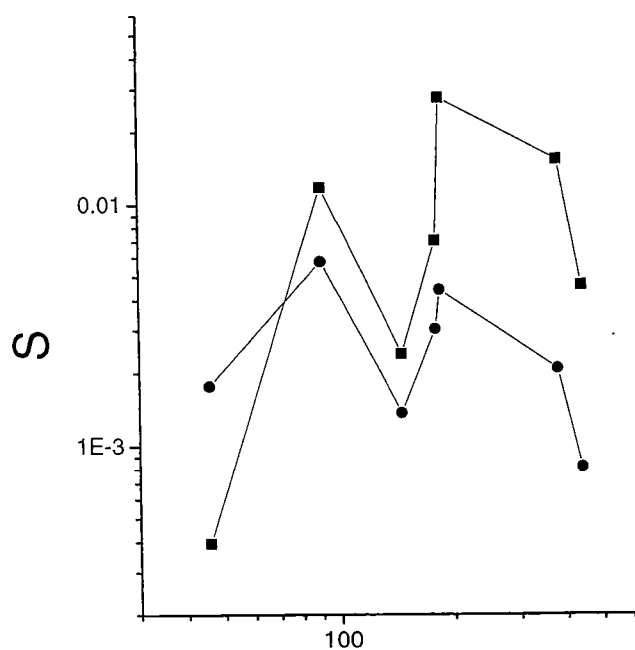
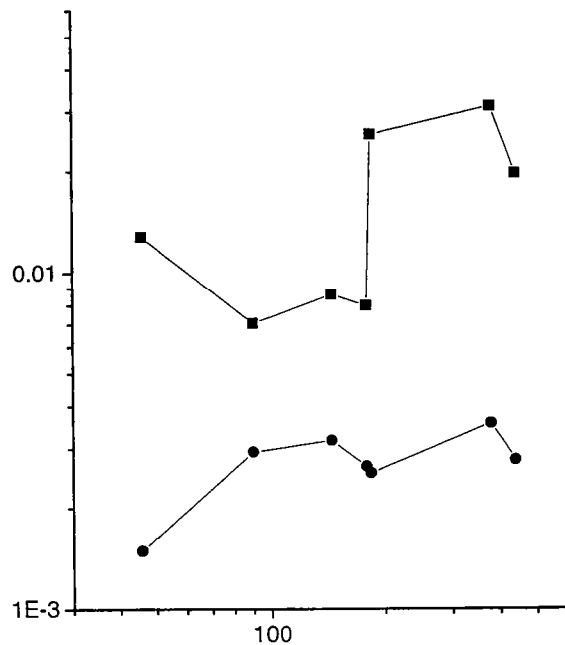
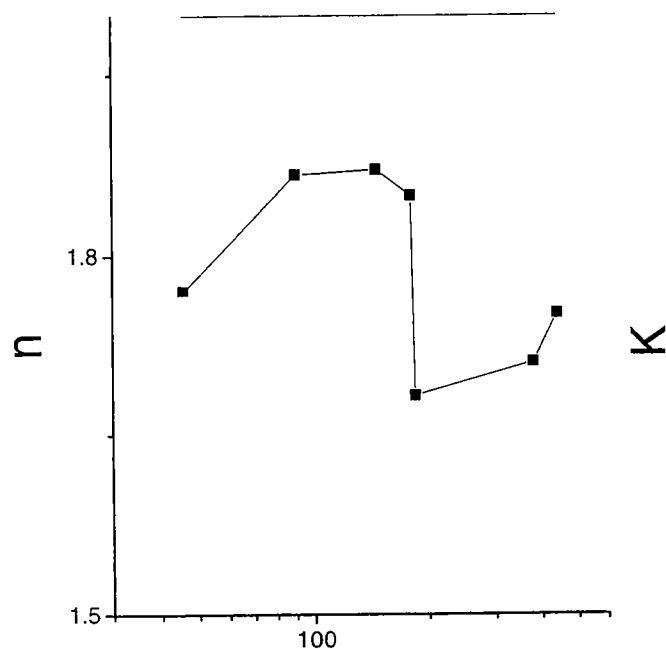
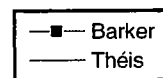
Comparaison des paramètres obtenus par les méthodes de théis et Barker

F31 n° 2



Comparaison des paramètres obtenus par les méthodes de théis et Barker

F29 n° 6



Annexes 4 : Caractérisation géochimique.

ANNEXE 4.1 : Etats de saturation des échantillons prélevés lors de la mission de septembre 1996, calculés à partir du logiciel WATTEQQ.

F17 - - - - -
 Temp.= 14.9 pH = 6.160 Alkalinity used for C-species

Conc. in	mmol/l	meq/l	mg/l
Na+	2.328	2.328	53.520
K+	0.140	0.140	5.490
Mg++	0.664	1.328	16.130
Ca++	0.478	0.956	19.160
Cl-	2.248	2.248	79.700
HCO3-	0.951	0.951	58.028
SO4--	0.572	1.143	54.900
NO3-	0.411	0.411	25.500
Mn++	0.000	0.000	0.012
Al	0.001	0.002	0.015
SiO2	0.544	0.000	32.700

TIC	2.555		30.680
Alk		0.960	58.560

Sum +ion = 4.64 Sum -ion = -4.65 Electrical Balance= -0.1%

Element	Activity	Log Act.	Act.coef	Element	Activity	Log Act.	Act.coef
Na+	2.1E-0003	-2.670	0.921	K+	1.3E-0004	-3.889	0.921
Mg++	4.5E-0004	-3.343	0.718	Ca++	3.2E-0004	-3.488	0.718
Cl-	2.1E-0003	-2.684	0.921	HCO3-	8.8E-0004	-3.058	0.921
SO4--	3.7E-0004	-3.430	0.718	NO3-	3.8E-0004	-3.422	0.921
Mn++	1.5E-0007	-6.830	0.718	Al	1.1E-0009	-8.952	0.475
SiO2	5.4E-0004	-3.264	1.001				
CO3--	4.7E-0008	-7.329	0.718	H2CO3	1.6E-0003	-2.797	1.001
CaOH+	5.0E-0011	-10.302	0.921	CaCO3	2.2E-0008	-7.663	1.001
CaHCO	3.0E-0006	-5.525	0.921	CaSO4	2.3E-0005	-4.647	1.001
MgOH+	4.3E-0010	-9.370	0.921	MgCO3	1.8E-0008	-7.754	1.001
MgHCO	4.5E-0006	-5.348	0.921	MgSO4	2.8E-0005	-4.560	1.001
NaCO3	1.1E-0009	-8.952	0.921	NaHCO	1.1E-0006	-5.978	1.001
NaSO4	3.9E-0006	-5.409	0.921	KSO4-	2.9E-0007	-6.531	0.921
MnOH+	2.3E-0012	-11.631	0.921	MnOH3	7.1E-0024	-23.150	0.921
MnCl+	1.2E-0009	-8.907	0.921	MnHCO	2.4E-0009	-8.618	0.921
MnSO4	8.8E-0009	-8.056	1.001	AlOH+	8.2E-0009	-8.088	0.718
AlOH2	1.9E-0007	-6.732	0.921	AlOH3	3.4E-0007	-6.472	1.001
AlOH4	3.6E-0009	-8.446	0.921	AlSO4	3.8E-0010	-9.418	0.921
AlSO4	1.1E-0011	-10.966	0.921	H3SiO	5.3E-0008	-7.272	0.921
HSO4-	1.9E-0008	-7.725	0.921	H2SiO	4.4E-0014	-13.361	0.718
OH	6.6E-0009	-8.181	0.921				

Printout of SI also in Spreadsheet file A:\WATEQP\TUTU.TES

Mineral	Log IAP	Log KT	L.IAP/KT	Mineral	Log IAP	Log KT	L.IAP/KT
Calcite	-0.39	2.00	-2.39	Dolomite	-0.63	4.04	-4.67
Rhodochros	-3.73	0.06	-3.78	Gypsum	-6.92	-4.61	-2.31
Chalcedony	-3.26	-3.64	0.38	Quartz	-3.26	-4.17	0.90
Gibbsite	9.53	9.36	0.17	Kaolinite	12.53	10.08	2.45
Sepiolite	8.16	16.61	-8.45	P-CO2	-9.22	-7.76	-1.46
Aragonite	-0.39	2.15	-2.54				

F19 - - - - -
 Temp.= 12.7 pH = 5.780 Alkalinity used for C-species

Conc. in	mmol/l	meq/l	mg/l
----------	--------	-------	------

Na+	1.640	1.640	37.700
K+	0.171	0.171	6.680
Mg++	0.240	0.480	5.830
Ca++	0.228	0.457	9.150
Cl-	1.456	1.456	51.600
HCO3-	0.479	0.479	29.243
SO4--	0.075	0.150	7.200
NO3-	0.698	0.698	43.300
Fe++	0.000	0.000	0.002
Mn++	0.000	0.001	0.014
Al	0.000	0.001	0.009
SiO2	0.521	0.000	31.300

TIC	2.538		30.485
Alk		0.480	29.280

Sum +ion = 2.74 Sum -ion = -2.78 Electrical Balance= -0.6%

Element	Activity	Log Act.	Act.coef	Element	Activity	Log Act.	Act.coef
Na+	1.5E-0003	-2.812	0.940	K+	1.6E-0004	-3.794	0.940
Mg++	1.9E-0004	-3.732	0.782	Ca++	1.8E-0004	-3.753	0.782
Cl-	1.4E-0003	-2.864	0.940	HCO3-	4.5E-0004	-3.346	0.940
SO4--	5.6E-0005	-4.256	0.782	NO3-	6.6E-0004	-3.183	0.940
Fe++	2.8E-0008	-7.555	0.782	Mn++	2.0E-0007	-6.708	0.782
Al	5.8E-0009	-8.238	0.575	SiO2	5.2E-0004	-3.283	1.001
CO3--	9.5E-0009	-8.023	0.782	H2CO3	2.1E-0003	-2.686	1.001
CaOH+	9.3E-0012	-11.032	0.940	CaCO3	2.3E-0009	-8.632	1.001
CaHCO	7.9E-0007	-6.102	0.940	CaSO4	1.8E-0006	-5.746	1.001
MgOH+	5.9E-0011	-10.229	0.940	MgCO3	1.4E-0009	-8.849	1.001
MgHCO	9.4E-0007	-6.026	0.940	MgSO4	1.7E-0006	-5.781	1.001
NaCO3	1.5E-0010	-9.835	0.940	NaHCO	3.9E-0007	-6.408	1.001
NaSO4	4.1E-0007	-6.383	0.940	KSO4-	5.3E-0008	-7.274	0.940
FeOH+	2.0E-0012	-11.693	0.940	FeOH2	3.4E-0018	-17.467	1.001
FeOH3	6.7E-0023	-22.172	0.940	FeSO4	2.2E-0010	-9.663	1.001
MnOH+	1.1E-0012	-11.973	0.940	MnOH3	6.8E-0025	-24.168	0.940
MnCl+	1.1E-0009	-8.965	0.940	MnHCO	1.6E-0009	-8.785	0.940
MnSO4	1.7E-0009	-8.773	1.001	AlOH+	1.5E-0008	-7.824	0.782
AlOH2	1.7E-0007	-6.778	0.940	AlOH3	1.3E-0007	-6.898	1.001
AlOH4	3.1E-0010	-9.509	0.940	AlSO4	2.9E-0010	-9.541	0.940
AlSO4	1.2E-0012	-11.919	0.940	H3SiO	1.9E-0008	-7.726	0.940
HSO4-	6.4E-0009	-8.196	0.940	H2SiO	4.7E-0015	-14.325	0.782
OH	2.3E-0009	-8.639	0.940				

Printout of SI also in Spreadsheet file A:\WATEQP\TUTU.TES

Mineral	Log IAP	Log KT	L.IAP/KT	Mineral	Log IAP	Log KT	L.IAP/KT
Calcite	-1.32	2.04	-3.36	Dolomite	-2.62	4.13	-6.75
Siderite	-5.12	0.06	-5.18	Rhodochros	-4.27	0.09	-4.36
Gypsum	-8.01	-4.61	-3.40	Chalcedony	-3.28	-3.67	0.39
Quartz	-3.28	-4.20	0.92	Gibbsite	9.10	9.49	-0.39
Kaolinite	11.64	10.31	1.33	Sepiolite	5.81	16.77	-10.96
P-CO2	-9.13	-7.75	-1.38	Aragonite	-1.32	2.19	-3.51

F20A - - - - -

Temp.= 12.8 pH = 5.680 Alkalinity used for C-species

Conc. in mmol/l meq/l mg/l

Na+	1.877	1.877	43.150
K+	0.127	0.127	4.970
Mg++	0.521	1.041	12.650
Ca++	0.501	1.002	20.080
Cl-	1.520	1.520	53.900
HCO3-	0.359	0.359	21.899
SO4--	0.200	0.400	19.200
NO3-	1.645	1.645	102.000
Fe++	0.001	0.001	0.040
Mn++	0.000	0.001	0.025
Al	0.001	0.004	0.033
SiO2	0.484	0.000	29.100

TIC	2.360		28.339
Alk		0.360	21.960

Sum +ion = 4.01 Sum -ion = -3.89 Electrical Balance= 1.6%

Element	Activity	Log Act.	Act.coef	Element	Activity	Log Act.	Act.coef
Na+	1.7E-0003	-2.760	0.927	K+	1.2E-0004	-3.929	0.927
Mg++	3.8E-0004	-3.423	0.740	Ca++	3.6E-0004	-3.440	0.740
Cl-	1.4E-0003	-2.851	0.927	HCO3-	3.3E-0004	-3.478	0.927
SO4--	1.3E-0004	-3.872	0.740	NO3-	1.5E-0003	-2.817	0.927
Fe++	5.2E-0007	-6.282	0.740	Mn++	3.3E-0007	-6.484	0.740
Al	3.8E-0008	-7.421	0.507	SiO2	4.8E-0004	-3.314	1.001
CO3--	5.3E-0009	-8.273	0.740	H2CO3	2.0E-0003	-2.699	1.001
CaOH+	1.5E-0011	-10.835	0.927	CaCO3	2.7E-0009	-8.569	1.001
CaHCO	1.2E-0006	-5.919	0.927	CaSO4	8.9E-0006	-5.049	1.001
MgOH+	9.2E-0011	-10.035	0.927	MgCO3	1.6E-0009	-8.790	1.001
MgHCO	1.4E-0006	-5.849	0.927	MgSO4	8.2E-0006	-5.089	1.001
NaCO3	9.3E-0011	-10.031	0.927	NaHCO	3.3E-0007	-6.487	1.001
NaSO4	1.1E-0006	-5.947	0.927	KSO4-	9.4E-0008	-7.025	0.927
FeOH+	2.9E-0011	-10.536	0.927	FeOH2	3.7E-0017	-16.426	1.001
FeOH3	5.6E-0022	-21.251	0.927	FeSO4	9.9E-0009	-8.005	1.001
MnOH+	1.4E-0012	-11.865	0.927	MnOH3	5.0E-0025	-24.304	0.927
MnCl+	1.9E-0009	-8.727	0.927	MnHCO	2.0E-0009	-8.691	0.927
MnSO4	6.9E-0009	-8.164	1.001	AlOH+	7.5E-0008	-7.123	0.740
AlOH2	6.3E-0007	-6.201	0.927	AlOH3	3.6E-0007	-6.441	1.001
AlOH4	6.9E-0010	-9.160	0.927	AlSO4	4.6E-0009	-8.340	0.927
AlSO4	4.6E-0011	-10.334	0.927	H3SiO	1.3E-0008	-7.875	0.927
HSO4-	2.0E-0008	-7.691	0.927	H2SiO	2.6E-0015	-14.588	0.740
OH	1.8E-0009	-8.756	0.927				

Printout of SI also in Spreadsheet file A:\WATEQP\TUTU.TES

Mineral	Log IAP	Log KT	L.IAP/KT	Mineral	Log IAP	Log KT	L.IAP/KT
Calcite	-1.26	2.03	-3.29	Dolomite	-2.50	4.13	-6.62
Siderite	-4.10	0.06	-4.16	Rhodochros	-4.30	0.09	-4.39
Gypsum	-7.31	-4.61	-2.70	Chalcedony	-3.31	-3.67	0.35
Quartz	-3.31	-4.20	0.89	Gibbsite	9.56	9.48	0.08
Kaolinite	12.49	10.30	2.19	Sepiolite	5.85	16.76	-10.91
P-CO2	-9.14	-7.75	-1.39	Aragonite	-1.26	2.19	-3.45

F20C - - - - -
Temp.= 12.9 pH = 5.670 Alkalinity used for C-species

Conc. in mmol/l meq/l mg/l

ANNEXE 4.2 : Campagnes d'analyses, réalisées entre juin 1996 et mai 1997.

- 24-26 juin 1996.
- 17-19 septembre 1996
- 04-05 février 1997
- 20-21 mai 1997

Ech. unites	niv. piez. m	niv. prelev. m	date	Temp. iC	Cond uS/cm	pH	alc. mM/l	H4SiO4 mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Na mg/l	K mg/l	Cl mg/l	NO3 mg/l	SO4 mg/l
F11	-12	-12	24/06/1996	16.4	439	6.12	1.08		16.5	13.2	40.6	10.4	77.4	0	63.3
F11bis	-12	-40	24/06/1996	15.9	470	6	1.36		18.4	14.3	40.7	18.7	75.7	0	62.7
F36	-10	-30	24/06/1996	14.7	585	6.59	1.12		29.8	22.3	44.4	5.21	62.7	0	190
F36bis		-50	24/06/1996	14.2	593	6.82	1.4		30.8	22.9	45.1	5.86	62	0	189
RUI			24/06/1996	17.3	418	7.6	1.68		18	13.2	29.7	2.5	57.8	31.7	22.8
Pe		robinet	24/06/1996	17.3	453	6.55	1.12		15.2	14	43.6	3.91	83.3	1	69.7
MF2		-30	24/06/1996	14.7	318	6.45	1.08		10.9	8.77	31.1	2.79	60.1	0	30
MF1		-30	24/06/1996	15	406	6.3	0.84		13.5	12.3	38.9	4.67	72.1	1.7	72.5
F35	-15	-100	25/06/1996	14.1	332	5.95	0.76	32.4	10.7	6.17	35.8	4.78	76.5	18.8	9.6
F35bis		-15 / 16	25/06/1996	14.1	333	5.88	0.56	25.1	10.6	6.1	35.5	4.89	76.3	19.1	9.4
F28	-22 / 23	-90	25/06/1996	15.4	417	6.33	0.88	28.7	15.4	12.5	40.6	4.89	69.9	5	74.4
F28bis		-22 / 23	25/06/1996	15.3	420	6.53	0.8	37.6	14.8	12.4	39.2	4.45	69.1	5.6	73.2
F29		robinet	25/06/1996	16.5	365	6.6	0.68	35.2	11.2	9.6	38.3	3.26	71.2	13.5	35.9
F31		robinet	25/06/1996	17.6	407	6.39	0.96	25.8	13.8	11.5	41.2	3.58	77.2	8.1	46.6
F34	-20	-100	25/06/1996	14.1	301	5.81	0.44	23	9.1	6.03	32.4	3.8	56	59.2	5.4
F34bis		-20	25/06/1996	14.3	305	5.89	0.4	23.3	8.95	6.03	32.4	3.8	56.4	60.4	5.6
F30	-10	-75	25/06/1996	13.4	234	5.63	0.2	9.6	4.03	5.35	25.4	4.02	48	39	5
F9	-11	-95	25/06/1996	13.5	269	5.68	0.36	17.1	7.68	5.89	28.2	3.69	49.5	42.6	13.5
F19	-20	-80	25/06/1996	13.7	308	5.9	0.4	31.1	8.43	6.58	32.2	3.15	63.5	50	6.1
F20	-20	-50	25/06/1996	13.9	510	5.8	0.36	24.4	25.2	12.4	42.1	4.13	78.8	170	13.3
F6	-1.5	-45	25/06/1996	13	477	5.52	0.32	18.7	19.5	14.7	37.6	5.21	71.9	131	32.7
F17		lavoir	25/06/1996	15.5	474	6.13	1	31.8	18.2	14.3	44.5	3.37	72.9	3.1	70.5
F7	-12 / 13	-50	26/06/1996	13.1	334	6.09	0.48	21.8	10.4	7.68	34.8	3.15	66.5	42.6	16.8
F13		robinet	26/06/1996	15.5	743	6.39	1.12	30.1	24.2	27.3	52.2	6.41	204	2.5	53.8
F21	-14	-50	26/06/1996	13.9	494	6.37	0.84	20.1	14.7	12.9	48.9	5.97	99	37	39
KER		ruisseau est	26/06/1996	14.9	334	7.45	0.92	14.2	14.9	9.05	30.4	3.37	53	34.3	21.6
TER		•tang	26/06/1996	22.2		8.07	1.32	4.5	384	885	7641	454	12445	<0.1	146
LAN		•tang	26/06/1996	22.2	591	9.13	1.68	0	12.1	13.6	58.8	5.54	121	2	15.5
RULAN		ruisseau lan	26/06/1996	15.5	447	7.35	1.28	19	17.8	14.1	41.4	3.26	76.4	41.3	23.9
HEN		ruisselement	26/06/1996	13.7	344	5.72	0.28	19.2	12.3	10.1	28.8	3.37	59.7	81.3	15.3
F24	-3	-50	26/06/1996	13.3	331	5.69	0.28	23	8.06	7.81	35.5	2.71	65	59.5	11.6
F25	-2	-50	26/06/1996	14.5	438	5.54	0.32	15.7	11.2	12	42.8	3.91	85.3	96.4	14.2

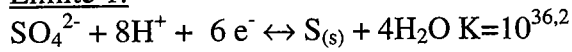
Ni	date	prof	T (°C)	Cond. (uS/cm)	pH	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	alc. (mg/l)	NO3 (mg/l)	Cl (mg/l)	SO4 (mg/l)	Fe (mg/l)	Al (mg/l)	Mn (mg/l)	Sr (mg/l)	SiO2 (mg/l)	Ba (mg/l)	Pb (mg/l)	Cu (mg/l)	Zn (mg/l)	E.N. (%)	
TER	17/09/1996	0	21.9	26.6*	9.57	1078	1288	8990	522.2	732	0	14351	1969	0	0	11.2	3.4	2.4	0.1	0	0	0	0	10.2
F30A	17/09/1996	20	13.7	232	5.66	51694	56814	30172	42636	19.52	34.1	39.7	5.6	0.022	0.019	0.017	0.023	14.5	0.032	0	0	0	0.0535	0.82
F30B	17/09/1996	80	14	237	5.77	54264	52428	32395	41361	19.82	35.8	39.6	6	0.005	0.01	0.017	0.024	18.3	0.032	0.0016	0.0001	0.058	1.62	
F19	19/09/1996	75	12.7	303	5.78	9.15	5.83	37.7	6.68	29.28	43.3	51.6	7.2	0.002	0.009	0.014	0.036	31.3	0.031	0	0.0001	0.0164	-0.8	
F9	18/09/1996	70	12.5	257	5.63	73338	6324	31039	40596	19.52	36.1	39.5	14	0.115	0.06	0.017	0.035	20.4	0.042	0.0059	0.0017	0.0144	0.65	
MF2	16/09/1996	20	14.6	294	6.56	11.35	9.47	37.56	3.72	61	5.6	48	25.3	0.035	0.028	0.12	0.04	31.1	0.016	0	0	0.0099	1.48	
F35B	17/09/1996	125	13.3	315	5.99	10.7	6.55	39.04	5.83	34.16	18.9	56.3	15.3	0.785	0.42	0.018	0.042	34	0.048	0.007	0.0014	0.0351	3.13	
F35A	17/09/1996	60	12.8	316	6	11.12	6.62	39.65	4.77	39.04	20.4	58.9	9.5	0.395	0.18	0.017	0.043	32.8	0.047	0.0013	0.0014	0.0294	2.24	
F34	16/09/1996	60	14.2	298	5.88	9.6186	7.5888	36.455	4.6002	29.28	46.5	47	7.8	0.015	0.008	0.013	0.042	23.4	0.034	0	0	0.0369	1.51	
F28C	19/09/1996	45	14.5	387	6.24	14.83	12.87	41.68	4.65	51.24	9.1	53.9	54.5	0	0.126	0.025	0.048	32.6	0.011	0.0058	0	0.034	0.9	
F28G	19/09/1996	80	15	341	6.18	11.92	10.27	39.24	3.97	48.8	13.3	53.3	29.6	0.155	0.126	0.025	0.048	35.4	0.011	0.0017	0	0.0229	1.67	
F7	18/09/1996	55	12.6	324	6.03	10.608	8.4456	38.852	5.0796	34.16	35.1	51.1	15.3	0.005	0.027	0.019	0.048	23.1	0.48	0	0.0023	0.0593	2.5	
F29	19/09/1996	50	14.8	344	6.64	12.24	10.44	40.61	4.13	48.8	14.9	54.5	28.6	0.015	0.026	0.016	0.0494	34.9	0.014	0.0057	0	0.0387	2.37	
F28F	19/09/1996	70	14.9	363	6.17	13.06	11.47	40.45	4.14	53.68	10.7	53.8	41.1	0	0.012	0.019	0.052	32.6	0.009	0	0	0.0203	0.23	
RUI	17/09/1996	0	15.6	383	7.8	25.19	14.16	37.09	4.66	117.12	20.1	41.4	25.3	0.067	0.041	0.1	0.05	12.1	0.024	0	0	0	2.52	
F28A	19/09/1996	22	14.4	369	6.17	14.015	11.924	42.809	4.6818	53.68	12.3	52	43.5	0.001	0.013	0.015	0.054	28.9	0.014	0	0	0.0331	2.68	
F28D	19/09/1996	50	14.9	366	6.2	12.19	12.19	41.42	4.35	51.24	9.2	51	42	0.003	0.014	0.021	0.054	32.8	0.0096	0.0028	0	0.0244	2.97	
F32	19/09/1996	70	16.2	377	6.37	14.47	13.2	42.61	4.71	58.56	5.9	57.6	47.8	0.015	0.028	0.017	0.057	31.4	0.013	0	0	0.0268	1.15	
F31	19/09/1996	70	15.1	383	6.33	14.05	12.59	43.68	4.62	61	7.8	56.8	39.1	0.245	0.22	0.025	0.058	31.3	0.024	0.0026	0	0.0192	2.82	
F28E	19/09/1996	55	14.6	384	6.19	14.78	12.78	43.24	4.75	46.36	9	52	51.5	0.005	0.013	0.017	0.057	32	0.012	0	0.0005	0.0287	4.49	
F11	16/09/1996	90	15.9	398	6.19	15.97	13.93	44	5.11	61	0.2	59.6	53.8	0.005	0.018	0.031	0.06	29.3	0.015	0	0.0026	0.1045	2.05	
F21	18/09/1996	60	13.5	468	6.15	14.78	13.29	54.91	7.62	53.68	35.1	72.1	29.6	0.155	0.13	0.084	0.068	23.7	0.089	0	0	0.0123	3.62	
F17	18/09/1996	0	14.9	434	6.16	19.16	16.13	53.52	5.49	58.56	25.5	79.7	54.9	0	0.015	0.012	0.07	32.7	0.022	0.0017	0	0.0081	-0.4	
MF1	16/09/1996	25	15.3	443	6.39	16.86	17.67	45.8	6.32	58.56	3.1	52.6	70.4	0.005	0.016	0.03	0.066	30.4	0.01	0	0	0.0535	5.47	
F28B	19/09/1996	40	14.9	423	6.23	17.84	16.085	45.655	5.253	56.12	8.8	52.2	81	0.045	0.042	0.019	0.066	30.5	0.009	0	0	0.0247	0.99	
F20D	18/09/1996	80	13.5	433.5	5.61	19.37	12.271	43.544	6.3342	19.52	96	55.2	23.8	0.005	0.024	0.032	0.068	28.6	0.07	0	0	0.1431	1.32	
F20C	19/09/1996	50	12.9	431	5.67	19.04	12.16	43.01	4.69	19.52	87	52.4	27.7	0	0.019	0.0355	0.068	28.3	0.073	0	0	0.1257	2.02	
PE	19/09/1996	100	14.9	432	6.69	16.16	16.48	48.32	6.61	65.88	3.7	64.3	54.3	0.085	0.066	0.033	0.071	26.4	0.022	0	0	0.0129	3.85	
F20A	19/09/1996	20	12.8	450	5.68	20.07	12.67	43.36	5.13	14.64	102	56.7	19.5	0.015	0.042	0.026	0.072	28.9	0.075	0.0025	0.0077	0.1452	2.11	
F20B	19/09/1996	30	12.8	443	5.66	20.08	12.65	43.15	4.97	21.96	102	53.9	19.2	0.04	0.033	0.025	0.074	29.1	0.075	0	0	0.1338	1.5	
F6	18/09/1996	60	13.3	477	5.39	20.37	16.68	41.61	6.47	19.52	104	57.4	30.4	0.004	0.037	0.0196	0.1	20.7	0.095	0	0	0.0709	1.26	
F36A	17/09/1996	20	13.7	579	6.86	33.44	26.1	49.1	6.06	75.64	0.4	48.1	169	0.455	0.067	0.62	0.11	38.5	0.05	0	0	0	-0.3	
F13	18/09/1996	100	14.8	743	6.57	27.03	31.98	63.59	8.71	68.32	3.9	168	46.6	6.895	0.18	0.65	0.142	33.7	0.23	0.0013	0	0.0734	3.05	
LAN	17/09/1996	0	20.2	642	8.92	30.32	17.86	81.56	7.212	134.2	1.2	141	6.1	0.195	0.05	0.14	0.15	27.3	0.0296	0	0	0	2.95	
F36B	17/09/1996	24	14.2	608	6.5	37.414	30.09	50.521	5.5386	68.32	0.4	43.8	196	0.227	0.033	0.67	0.127	35.2	0.057	0	0	0.0318	1.46	
Prcis.			0.11	1uS/cm	0.05	1.50%	2.51%	0.68%	0.64%		0.1mg/l	0.1mg/l	0.1mg/l	2.90%	0.80%	0.30%	0.28%	5%	0.14%	1.60%	0.58%	1.80%		

Ni	date	prof	labo	Cond.	pH	Ca	Mg	Na	K	alc.	alc.	NO3	SO4	Cl	Fe	Al	Mn	SiO2	Sr	E.N.
			(°C)	(uS/cm)		(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mM/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(%)
pluie	17/01/1997	0	15.7	33.1	5.28	1.549	0.3613	3.217	0.5134	0.16	9.76	2.4	2.7	3.8	0.046	0.1536	0.0015	0	0.0019	-17
F19	04/02/1997	70	16.9	292	5.82	8.311	5.641	37.8	3.64	0.44	26.84	43.1	6	47.3	0	0.0277	0.0001	27.2	0.0347	0.28
F9-1	04/02/1997	0	16.9	245	5.67	6.367	5.909	29.97	3.735	0.32	19.52	36.5	12.4	35.6	0	0.0182	0.0007	17.4	0.0332	0.55
F9-2	04/02/1997	0	17.1	246	5.67	6.254	5.787	30.04	3.747	0.28	17.08	36.1	11.7	35.9	0	0.0136	0.0001	17	0.0326	1.5
MF2-1	04/02/1997	26	16.9	292	6.35	9.57	9.061	33.6	3.371	0.96	58.56	0.2	24.4	44.3	0	0.0655	0.0451	28	0.0376	0.63
MF2-2	04/02/1997	26	17	293	6.39	9.656	8.753	34.12	3.173	0.84	51.24	0.2	25.2	44.2	0	0.0412	0.0514	31.2	0.0363	2.56
F28	04/02/1997	40	17	319	6.11	9.775	8.129	37.98	3.672	0.64	39.04	21.8	16.8	51.6	0	0.022	0.0001	31.6	0.0438	1.66
RUI	04/02/1997	0	17.2	345	7.33	21.88	11.44	31.99	3.575	1.28	78.08	21.7	24.4	38.5	0	0.0372	0	12.2	0.0519	4.16
F31	04/02/1997	0	17.2	380	6.33	12.78	12.1	45.37	4.289	0.96	58.56	8.1	39.4	56.9	0	0.011	0	29.8	0.055	2.49
F17	04/02/1997	0	16.9	462	6.31	18.07	16.26	47.77	4.246	1.12	68.32	17.5	64.5	57.1	0	0.0367	0.0012	30.6	0.069	0.5
PE	04/02/1997	0	17.1	422	6.64	14.81	14.84	84.26	5.006	1.08	65.88	0.4	54.4	61.1	0.0731	0.021	0.0043	28.8	0.0624	18.3
F6-1	04/02/1997	0	17.2	457	5.42	19.84	16.55	41.49	6.211	0.2	12.2	117	30.5	56.2	0	0.0437	0.003	18.7	0.099	0.03
F6-2	04/02/1997	0	17.3	446	5.38	18.41	15.27	39.5	5.687	0.28	17.08	111	28.5	54.9	0	0.0319	0.003	17.4	0.0903	-2.2
F36-1	05/02/1997	0	17.4	639	6.32	40.01	32.52	49.13	4.946	1.16	70.76	1	224	43	0.5859	0.0349	0.5283	31.8	0.1383	-1.3
F36-2	05/02/1997	0	17.5	639	6.33	42.66	33.62	49.79	5.039	1.16	70.76	0.9	224	42	0	0.023	0.5558	32.2	0.1418	0.72
precision																				
			0.1i	1 uS/cm	0.05	2.30%	0.43%	0.57%	0.15%	0.08mM/l		0.1mg/l	0.1mg/l	0.1mg/l	0.18%	0.19%	0.70%	5%	0.48%	
																		1,0036mg/l		

N°	date	T °C	Cond (uS/cm)	pH	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	alc	Cl (mg/l)	NO3 (mg/l)	SO4 (mg/l)	SiO2 (mg/l)	Fe (mg/l)	Mn (mg/l)	V (ppb)	F (mg/l)	E.N (%)
pluie	20/05/1997	16.9	61.9	7	4.734	0.6566	5.856	1.314	0.26	9.6	1.3	4.7	2.7	0	0	0.6825	0.45	
TER	21/05/1997	19.9	31*		795	785.4	7734	276.6	140	12336	0	1843	5.7	0	0	45.3	1.41	
F30	20/05/1997	13.7	236	5.7	4.872	4.466	33.26	3.868	0.28	44	39.6	7.6	15.5	0	0.0043	0.0756	0.28	
F28b	20/05/1997	15.2	357	6.81	11.81	9.424	41.1	4.273	0.72	58.6	14.9	43.4	31.7	0	0.0018	0.0598	0.42	
F28g	20/05/1997	14.9	321	6.02	9.502	7.138	38.47	3.785	0.68	60.7	24.4	21.6	26.5	0	0.0036	0.2254	0.38	
MF1	20/05/1997	14.6	437	6.4	16.18	14.77	47.34	5.848	0.84	57.6	1	110.7	26	0	0.0169	0.4123	0.69	
F35	20/05/1997	14.3	306	5.85	9.289	5.084	39.32	4.565	0.48	65.2	24.3	11.4	32	0	0	0.369	0.48	
MF2	20/05/1997	14	291	6.28	9.044	7.402	35.29	3.664	0.7	53.7	1.6	30.2	25.9	0	0.1054	0.4893	0.58	
F36	20/05/1997	14	679	6.3	42.09	33.09	50.94	5.774	1.08	51.3	1.1	283	30.8	0.8974	0.8867	0.5917	0.72	
RUI	20/05/1997	15.4	337	7.59	21.09	10.62	31.14	3.701	1.58	38.9	24.3	21.1	8.5	0	0.0102	0.5869	0.27	
F34	20/05/1997	13.5	289	5.86	8.362	6.008	36.63	4.42	0.38	56.4	41.7	11.2	21.9	0.0385	0.0057	0	0.31	
F11	20/05/1997	16.2	400	6.26	12.72	11.17	42.75	4.999	0.96	65.6	0.7	62.2	28.4	0.2081	0.0366	0.7402	0.69	
F7	21/05/1997	12.9	320	5.67	8.948	6.985	38.15	3.786	0.42	59.3	39.3	20.8	22.3	0	0	0.1683	0.37	
F17	21/05/1997	15.2	445	6.26	17.09	12.72	47.12	4.814	0.9	63.1	28.9	64.2	34.5	0	0	0.248	0.56	
PE	21/05/1997	16.5	420	6.66	15.91	13.53	47.72	5.148	1.04	72.7	0.2	62.9	29.7	0	0.0007	0	0.45	
F31	21/05/1997	16.8	362	6.24	11.76	9.683	42.24	4.22	0.92	64.4	15.4	25.5	32	0	0	0.0295	0.54	
F29	21/05/1997	16.2	344	6.52	10.97	8.848	41.09	4.151	0.7	60.4	16.1	36.8	34.6	0	0	0.0694	0.45	
F9	21/05/1997	13.2	255	5.57	6.054	4.795	29.77	3.782	0.3	42.6	40.9	16.9	12.8	0	0.0007	0.1127	0.49	
F19	21/05/1997	13.4	301	5.64	7.293	4.45	37.37	3.649	0.4	55.2	41.7	8.6	31.3	0	0	0.1992	0.35	
F20	21/05/1997	13.8	458	5.49	19.06	11.37	42.57	5.083	0.28	62.1	118	23.8	17.8	0	0.0217	0.1938	0.46	
F6	21/05/1997	13.7	487	5.22	17.7	13.89	40.61	6.305	0.26	64.5	114	35.1	20.7	0	0.01	0.0694	0.33	
LAN	21/05/1997	18.5	575	7.52	25.78	13.792	72.42	8.12	1.62	132	0.3	24.7	11.6	0	0.049	0.573	0.45	
RULAN	21/05/1997	15.9	434	7.1	18.19	14.08	46.51	4.531	1.32	70.4	26.4	30.5	9.9	0.0161	0	0.4968	0.14	
F21	21/05/1997	14.9	671	6.53	20.47	23.1	58.66	9.322	1.54	150	1	46.3	21.2	0.6994	0.6131	0.1099	0.22	

ANNEXE 4.4 : Réactions d'équilibre permettant de construire le diagramme pe-pH.

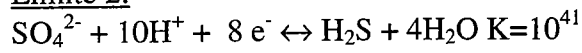
Limite 1:



$$pe = 6,03 + \frac{1}{6} \log(\text{SO}_4^{2-}) - 1,3pH$$

$$y = 5,65 - 1,63pH$$

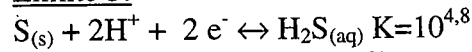
Limite 2:



$$pe = 5,12 + 0,12 \log \frac{\text{SO}_4^{2-}}{\text{H}_2\text{S}_{\text{aq}}} - 1,25pH$$

$$y = 5,12 - 1,25pH$$

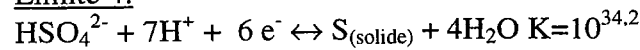
Limite 3:



$$pe = 2,4 - pH - 0,5 \log(\text{H}_2\text{S})$$

$$y = 3,55 - pH$$

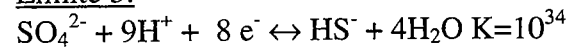
Limite 4:



$$pe = 5,7 + 0,17 \log(\text{HSO}_4^{2-}) - 1,17pH$$

$$y = 5,31 - 1,17pH$$

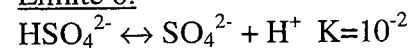
Limite 5:



$$pe = 4,25 + 0,12 \log \frac{\text{SO}_4^{2-}}{\text{HS}^-} - 1,12pH$$

$$y = 4,25 - 1,12pH$$

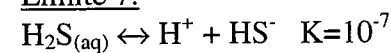
Limite 6:



$$\log \frac{\text{SO}_4^{2-}}{\text{HSO}_4^-} - pH = 2,0$$

$$pH=2$$

Limite 7:



$$\log \frac{\text{HS}^-}{\text{H}_2\text{S}} - pH = -7,0$$

$$pH=7$$

Ces expressions ont été établies en considérant que la somme des espèces dissoutes de S est égale à 10^{-2} .

Annexe 5: Expérimentations et collaborations :

Nous allons d'abord rappeler rapidement toutes les expérimentations effectuées au cours de ces trois années ainsi que les collaborations et ensuite nous présenterons le bilan financier.

Annexe 5.1 : Expérimentations et collaborations :

Caractérisation géologique	Collaborations
- étude des affleurements de roches présents sur la zone	Géosciences
- réalisation de cinq forages dans cette période (cuttings et débits instantanés)	Géoarmor
- réalisation de lames minces et analyses chimiques d'échantillons de roche	Géosciences

Caractérisation Géophysique	Collaborations
- différents types de diagraphies (température, résistivité, rayonnement gamma)	ABEM, France et Géoarmor
- deux profils sismique réflexion haute résolution (source Shutgun)	Ecole Centrale de Lille
- sept profils de résistivités électriques (système multi-électrodes)	Laboratoire de géophysique de Géosciences
- sondages électromagnétiques EM34 et Magnétotellurique	UBO, Brest
- radar en puits	ABEM, France, Université de Mala (Suède)

Caractérisation Hydraulique	Collaborations
- deux essais de pompage	Iris Instrument
- niveaux piézométriques/débits	Régie Municipale de Ploemeur

Caractérisation Géochimique	Collaborations
- suivi de la qualité de l'eau brute pompée	Régie Municipale de Ploemeur
- six campagnes de prélèvement d'échantillons d'origine diverses. Eléments analysés : - majeurs et traces - tritium et carbone 14 - matière organique (COD)	UBO, Brest CRG, Thonon les Bains LGI, Guidel

Annexe 5.2 : Bilan financier :

Le budget global, alloué pour ce projet, était de 492.000 Frs HT. Les partenaires financiers participant à cette opération sont les suivants :

- Agence de Bassin Loire-Bretagne : 20%
- Département du Morbihan : 20%
- Région Bretagne : 80%
- Régie Municipale de Ploemeur : maître d'œuvre et gestionnaire du budget.

A la date du 16/04/98, le solde est positif et la somme actuellement disponible est égale à 76.317,40 Frs HT, soit un montant total utilisé de 415.682,6 Frs HT.

Sur la figure 1, nous présentons la répartition des crédits en fonction des différents types d'expérimentations réalisés sur le site durant ces trois années :

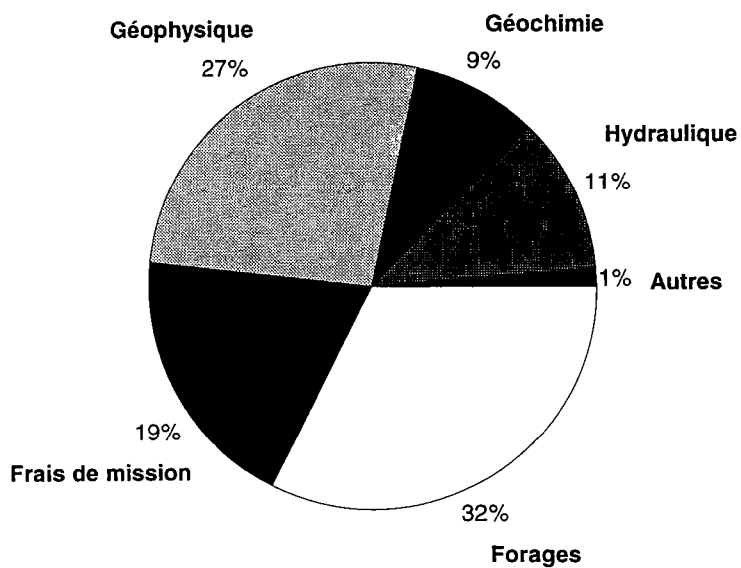


Figure 1 : Répartition du budget, en pourcentages, en fonction des différentes expérimentations réalisées.

Cette représentation, en pourcentage, nous indique que la répartition du budget n'est pas équilibrée et qu'il existe des différences assez importantes entre les différentes dépenses effectuées. En particulier, la réalisation de forages et les expérimentations géophysiques prennent la part la plus importante dans ce budget. Concernant l'imagerie géophysique, la réalisation de bonnes mesures nécessite :

- un matériel à la pointe de la technologie, d'où des coûts de location qui peuvent devenir importants.
- du personnel plus nombreux pour installer et déplacer le matériel, d'où des frais de missions plus importants.

Ainsi pour une étude de ce type, il faut prévoir une part plus importante dans le budget, pour ce qui concerne l'imagerie géophysique.

Bibliographie

- Abelin, H., Gildlung, J., and Neretnieks, L. (1983). "Migration experiments in a single fracture in the stripa granite : preliminary results." , 154-163.
- Abelin, H., Neretnieks, I., Tunbrant, S., and Moreno, L. (1985). "Migration in a single fracture : Experimental results and evaluation." , Swedish nuclear fuel and waste management (SKB).
- Acuna, J. A., Ershagi, I., and Yortsos, Y. C. (1992). "Practical applications of fractal pressure transient analysis of naturally fractured reservoirs." American society of petroleum engineers.
- Acuna, J. A., and Yortsos, Y. C. (1995). "Application of fractal geometry to the study of networks of fractures and their pressure transient." *Water Resour. Res.*, 31(3), 527-540.
- Aminot, A., and Chaussepied, M. (1983). *Manuel des analyses chimiques en milieu marin*, .
- Appelo, C. A. J., and Postma, D. (1993). *Geochemistry, groundwater and pollution*, A.A. Balkema.
- Baes, C. F., and Mesmer, R. E. (1976). *The hydrolysis of cations*, , New York.
- Bangoy, L. M., Bidaux, P., Drogue, C., Pléat, R., and Pistre, S. (1992). "A new method of characterizing fissured media by pumping tests with observation wells." *Journal of Hydrology*, 138, 77-88.
- Banton, O., and Bangoy, L. M. (1996). "A new method to determine storage coefficient from pumping test recovery data." *Ground water*, 34(5), 772-777.
- Banwart, S., Gustafsson, E., Laaksoharju, M., Nilsson, A.-C., Tullborg, E.-L., and Wallin, B. (1994). "Large-scale intrusion of shallow water into a vertical fracture zone in crystalline bedrocks : Initial hydrochemical perturbation during tunnel construction at the Äspö Hard Rock Laboratory, southeastern Sweden." *Water resources research*, 30(6), 1747-1763.
- Barenblatt, G. I., Zheltov, I. P., and Kochina, I. N. (1960). "Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks." *PMM*, 24.
- Barker, J. A. (1988). "A generalised radial flow model for hydraulic tests in fractured rock." *Water Resour. Res.*, 24(10), 1796-1804.
- Bear, J., Tsang, C.-F., and de Marsily, G. (1993). *Flow and contaminant transport in fractured rock*, Harcourt Brace Jovanovich, Publishers.
- Bellion, G. (1979). "Contribution à l'étude du gisement de kaolin de Ploëmeur (Morbihan) : caractères, origines," , Université de Rennes - U.E.R. Structure et propriétés de la matière.
- Berner, R. A. (1971). *Principles of chemical sedimentology*, , New York.
- Berner, R. A. (1981). "A new geochemical classification of sedimentary environments." *J. Sed. Petrol.*, 51, 359-365.
- Berner, R. A. (1981). "Authigenic mineral formation resulting from organic decomposition in modern sediments." *Fortschr. Miner.*, 59, 117-135.
- Billaux, D. (1990). "Hydrogéologie des milieux fracturés : géométrie, connectivité et comportement hydraulique." , BRGM.
- Biot, M. A. (1952). "Propagation of elastic waves in a cylindrical borehole containing a fluid." *J. appl. Phys.*, 23, 997-1005.
- Black, J. H. (1994). "Hydrogeology of fractured rocks - A question of uncertainty about geometry." *Applied hydrogeology*, 3, 56-69.
- Blatt, H., Middleton, G., and Murray, R. (1980). *Origin of sedimentary rocks*, , New Jersey.

- Boulton, N. S., and Streltsova, T. D. (1977). "Unsteady flow to a pumped well in a fissured water-bearing formation." *J. of hydrol.*, 35, 257-269.
- Bour, O. (1996). "Transfert de fluides dans les milieux fracturés," Université de Rennes - Géosciences - Rennes.
- Bour, O., and Davy, P. (1997). "Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution." *Water Resour. Res.*, 33(7), 1567-1583.
- Bour, O., and Davy, P. (1998). "On the connectivity of three-dimensional fault networks." *Water Resour. Res.*, 34(10), 2611-2622.
- Böhlke, J. K., and Denver, J. M. (1995). "Combined use of groundwater dating, chemical, and isotopic analyses to resolve the history and fate of nitrate contamination in two agricultural watersheds, Atlantic coastal plain, Maryland." *Water resources research*, 31(9), 2319-2339.
- Böttcher, J., Strebel, O., Voerkelius, S., and Schmidt, H. L. (1990). "Using isotope fractionation of nitrate-nitrogen and nitrate-oxygen for evaluation of microbial denitrification in a sandy aquifer." *Journal of Hydrology*, 114, 413-424.
- Bullen, T. D., Krabbenhoft, D. P., and Kendall, C. (1996). "Kinetic and mineralogic controls on the evolution of groundwater chemistry and $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ in a sandy silicate aquifer, northern Wisconsin, USA." *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(10), 1807-1821.
- Burger, H. R. (1992). *Exploration geophysics of the shallow subsurface*, .
- Cacas, M. C. (1989). "Développement d'un modèle tridimensionnel stochastique discret pour la simulation de l'écoulement et des transports de masse et de chaleur en milieu fracturés," Fontainebleau.
- Cacas, M. C., Ledoux, E., de Marsily, G., Tillie, B., Barbreau, A., Durand, E., Fueva, B., and Peaudecerf, P. (1990). "Modelling fracture flow with a stochastic discrete fracture network : calibration and validation, 1. The flow model." *Water resources research*, 26, 479-489.
- Cacas, M. C., Ledoux, E., de Marsily, G., Barbreau, A., Calmels, P., Gaillard, B., and Margritta, R. (1990). "Modelling fracture flow with a stochastic discrete fracture network : calibration and validation, 2. The transport model." *Water resources research*, 26, 491-500.
- Cagniard, L. (1953). "Principe de la méthode magnétotellurique, nouvelle méthode de prospection géophysique." *Ann. Géophysique*, 9, 95-125.
- Carn, A. (1990). "Mises en valeur des ressources en eau souterraine du socle breton - Analyse des données recensées - Recherche des critères locaux d'implantation des forages d'eau." BRGM, Région Bretagne.
- Castany, G. (1982). *Principes et méthodes de l'hydrogéologie*, Paris.
- Champ, D. R., Gulens, J., and Jackson, R. E. (1979). "Oxidation reduction sequences in groundwater flow systems." *Canadian journal of earth science*, 16(1), 12-23.
- Chang, J., and Yortsos, Y. C. (1990). *Pressure-transient analysis of fractal reservoirs*, Society of petroleum engineers.
- Chang, J., and Yortsos, Y. C. (1993). "Pressure-transient analysis of fractal reservoirs." *Adv.Tech.Ser.*, 1, 170-172.
- Chapellier, D. (1987). *Les diagrapies appliquées à l'hydrogéologie*, Paris.
- Charlaix, E., Guyon, E., and S., R. (1987). "Permeability of a random array of fractures of widely varying apertures." *Trans. Porous Media*, 2, 31-43.

- Chyn. (1991). "Bulletin du centre d'hydrogéologie n°10." , Centre d'hydrogéologie de l'université de Neuchâtel, Neuchâtel.
- Chyn. (1992). "Bulletin du centre d'hydrogéologie n°11." , Centre d'hydrogéologie de l'université de Neuchâtel, Neuchâtel.
- Cooper, H. H., and Jacob, C. E. (1946). "A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history." *Eos Trans. AGU*, 27, 526-534.
- Cox, P. A. (1995). *The elements on earth-Inorganic Chemistry in the Environnement*, Oxford University Press, Oxford.
- Crago, R. D. (1996). "Conservation and variability of the evaporative fraction during the daytime." *Journal of Hydrology*, 180, 173-194.
- de Marsily, G. (1985). "Flow and transport in fractured rocks : connectivity and scale effect." *Proc. Hydrogeology of rocks of low permeability*, 17(2), 267-277.
- Dieucho, A., and Enert, C. (1988). "Etude du sous-sol par radio magnéto-tellurique en continu." *Gaz d'aujourd'hui*, 5, 214-228.
- Domenico, P. A., and Schwartz, F. W. (1998). *Physical and chemical hydrogeology*, .
- Doussan, C. (1994). "Transferts rivière nappe et effet filtre des berges - Application au transfert de l'azote." .
- Doussan, C., Poitevin, G., Ledoux, E., and Detay, M. (1997). "River bank filtration : modelling of the changes in water chemistry with emphasis on nitrogen species." *Journal of Contaminant Hydrology*, 25, 129-156.
- Drever, J. I., Finley, J., and Huntoon, P. W. (1993). "Hydrochemical implications of groundwater mixing : an example from the southern Laramie Basin, Wyoming." *Water resources research*, 29(1), 193-205.
- Duermael, G. (1997). "Ressources en eau profonde de qualité et dénitrification naturelle en Mayenne." , BRGM.
- Duffy, C. J., and Gelhar, L. W. (1985). "A frequency domain approach to water quality modelling in groundwater : theory." *Water resources research*, 21, 1175-1184.
- Duffy, C. J., and Gelhar, L. W. (1986). "A frequency domain analysis of groundwater quality fluctuations : interpretation of field data." *Water resources research*, 22, 1115-1128.
- Ekwurzel, B., Schlosser, P., Smethie, W. M. J., Plummer, L. N., Busenberg, E., Michel, L., Weppernig, R., and Stute, M. (1994). "Dating of shallow groundwater : comparison of the transient tracers $3\text{H}/3\text{He}$, chlorofluorocarbons, and 85Kr ." *Water resources research*, 30(6), 1693-1708.
- Escofier, B., and Pagès, J. (1990). *Analyses factorielles simples et multiples*, .
- Everts, C. J., and Kanwar, R. S. (1993). "Effect of purging on hydraulic conductivity measured in piezometers installed in an aquitard." *Journal des sciences hydrologiques*, 38, 89-101.
- Faillat, J.-P. (1986). "Hétérogénéité et effet d'échelle dans les aquifères fissurés - Approche par pompages d'essai sur station expérimentale (Afrique de l'Ouest)." *Hydrogéologie*, 1, 65-76.
- Fortin, D., and Beveridge, T. J. (1997). "Role of the bacterium *Thiobacillus* in the formation of silicates in acidic mine tailings." *Chemical geology*, 141(3-4), 235-250.
- Fortin, D., and Beveridge, T. J. (1997). "Role of the bacterium *Thiobacillus* in the formation of silicates in acidic mine tailings." *Chemical geology*, 141(3-4), 235-250.

Frind, E. O., Duynisveld, W. H. M., Strebel, O., and Bottcher, J. (1989). "Modeling of multicomponent transport with microbial transformation in groundwater : the Fuhrberg case." *Water Resour. Res.*, 26, 1707-1719.

Gapais, D. (1989). "Les orthogneiss, Structure, Mécanismes de déformation et analyse cinématique," , Rennes.

Gapais, D., Lagarde, J. L., Le Corre, C., Audren, C., Jegouzo, P., Casas Sainz, A., and Van Den Driessche, J. (1993). "La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au carbonifère." *C. R. Acad. Sci.*, 1123-1129.

Garrels, R. M. (1960). *Mineral equilibria at low temperature and pressure*, , New York.

Garrels, R. M., and Christ, C. L. (1965). *Solutions, minerals and equilibria*, , New York.

Gelhar, L. W., and Wilson, J. L. (1974). "Ground-water quality modeling." *Ground water*, 12(6), 399-408.

Geoscience, M. (1994). "Wellmac - System description and technical specifications." , MALA Géoscience.

Géoarmor. (1990). "Etude préliminaire - Sélection de sites." , Ploemeur.

Géoarmor. (1990). "Etude géophysique complémentaire - sites du resto et du divit." , Ploemeur.

Géoarmor. (1990). "Réalisation de forages d'essai (F1), (F7)." , Ploemeur.

Géoarmor. (1990). "Réalisation de forages d'essai (F8, F9, F10, F11, F12, F13, F14) - 2ème campagne." , Ploemeur.

Géoarmor. (1991). "Réalisation de forages de reconnaissance (3ème campagne)." , Ploemeur.

Géoarmor. (1991). "Réalisation de forages - Sites de Petit-Hanvot (F24, F25), de Loyan (F13, F14, F21, F26) et de Saint-Mathurin." , Ploemeur.

Géoarmor. (1991). "Protection du forage du camp de l'OTAN." , Ploemeur.

Géoarmor. (1992). "Réalisation d'un forage (F31), site de Kermadoye." , Ploemeur.

Géoarmor. (1992). "Réalisation d'un forage (F29, F30), site de Kermadoye." , Ploemeur.

Géoarmor. (1993). "Réalisation d'un forage (F32), site de Kermadoye." , Ploemeur.

Géoarmor. (1993). "Réalisation d'un forage (F33) sur le site du resto." , Ploemeur.

Ghiorse, W. C., and Wilson, J. T. (1988). "Microbial ecology of the terrestrial subsurface." *Adv. Appl. Microbiol.*, 33, 107-172.

Gibert, J. (1991). "Les écotones souterrains/superficiels : des zones d'échanges entre environnements souterrain et de surface." *Hydrogéologie*, 3, 233-240.

Gnirk, P. (1993). *Overview volume II - Natural Barriers*, SKK.

Goldberg, E. D. (1954). *J. Geol.*, 62, 249.

Gounot, A.-M. (1991). "Ecologie microbienne des eaux et sédiments souterrains." *Hydrogéologie*, 3, 239-248.

Gouy, J., Bergé, P., and Labroue, L. (1984). "Gallionella ferruginea, facteur de dénitrification dans les eaux pauvres en matière organique." *C.R. Acad.Sc.Paris*, 298, 153-156.

Haeni, F. P. (1986). "Application of seismic refraction methods in groundwater modeling studies in New England." *Geophysics*, 51(2), 236-249.

Hantush, M. S., and Thomas, R. G. (1966). "A method for analysing a drawdown test in anisotropic aquifers." *Water Resour. Res.*, 2, 281-285.

Hantush, M. S. (1966). "Analysis of data from pumping tests in anisotropic aquifers." *J. Geophys. Res.*, 71, 421-426.

Hardin, E. L., Paillet, F. L., and Mendelson, J. D. (1987). "Fracture characteriation by means of attenuation and generation of tube waves in fractured cristalline rock at Mirror Lake." *J. Geophys. Res.*, 92, 7989-8009.

Hem, J. D. (1985). *Study and interpretation of chemical characteristics of nbature waters*, , US.

Henry, G. (1994). *Geophysique des bassins sédimentaires, Elf aquitaine production*.

Holm, R., and Curtis, C. D. (1989). "A comparison of oxidation reduction potentials calculated from the As(V)/As (III) and Fe(III)/Fe(II) couples with measured platinum electrode potentials in groundwater." *Journal of contaminant hydrology*, 5(1), 67-82.

Horrenberger, J. C. (1973). "Lorient." .

Hsieh, P. A., and Bredehoeft, J. D. (1987). "Determination of aquifer transmissivity from earth tide analysis." *water resources research*, 23, 1824-1832.

Hsieh, P. A., Shapiro, A., Good, D. J., and Tiedeman, C. "Hydraulic conductivity of fractured crystalline rocks from meter to kilometer scale : observations from Mirror Lake site." *Chapman conference en aqueous phase and multiphase transport in fractured rock*, Burlington, USA.

Hunter, J. A., and al., e. (1984). "Shallow seismic reflection mapping of the overburden bedrock interface with the engineering seismograph. Some simple techniques." *Geophysics*, 49(8), 1381-1385.

IGN. (1990). "Lorient." .

Jeng, Y. (1995). "Shallow seismic investigation of a site with poor reflection quality." *Geophysics*, 60(6), 1715-1726.

Jeng, Y. (1995). "Shallow seismic investigation of a site with poor reflection quality." *Geophysics*, 60, 1715-1726.

Juhlin, C., and al., e. (1995). "Imaging of fracture zones in the Finnsjon area, Central Sweden, using the seismic reflection method." *Geophysics*, 60(1), 66-75.

Kim, J. S., and al., e. (1994). "Imaging of reflection seismic energy for mapping shallow fracture zones in crystalline rocks." *Geophysics*, 59(5), 753-765.

Knapp, R. W., and Steeples, D. W. (1986). "High resolution common depth point reflection profiling : field acquisition parameter design." *Geophysics*, 51(2), 283-294.

Kölle, W., Strebel, O., and Böttcher, J. (1985). "Formation of sulfate by microbial denitrification in a reducing aquifer." *Water Supply*, 3, 35-40.

Kölle, W., Strebel, O., and Böttcher, J. (1987). *Reduced sulfur compounds in sandy aquifers and their interactions with groundawter*, .

Krauskopf, K. B. (1956). *Geochim.Cosmochim. Acta*, 9(1).

Landreau, A., Mariotti, A., and Simon, B. (1988). "La dénitrification naturelle dans les eaux souterraines." *Hydrogéologie*, 1, 35-43.

Lasaga, A. C. (1984). "Chemical kinetics of water-rock interactions." *Geophysic resources*, 89, 4009-4025.

Lavergne, M. (1986). *Méthodes sismiques*, Institut français du pétrole.

Le Corre, C., Auvray, B., Ballèvre, M., and Robardet, M. (1992). "Le Massif Armoricaïn." *Sci. géol. Bull.*, 44, 31-103.

Li, Y. D., and al., e. (1994). "Investigation of permeable fracture zones by tube-wave analysis." *Geophys. J.*, 116, 739-753.

Loke, M. H., and Barker, R. D. (1995). "Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections." *Geophysics*, 60(6), 1682-1690.

Long, J. C. S., Gilmour, P., and Witherspoon, P. A. (1985). "A model for steady fluid flow in random three-dimensional networks of disc-shaped fractures." *Water Resour. Res.*, 21, 2087-2098.

Long, J. C. S. "Some approaches to analyzing flow and transport in fractured rocks." Chapman conference on aqueous phase and multiphase transport in fractured Rock, Burlington, USA.

Long, J. C. S., Aydin, A., Brown, S. R., Einstein, H. H., Hestir, K., Hsieh, P. A., Myer, L. R., Nolte, K. G., Norton, D. L., Olsson, O. L., Paillet, F. L., Smith, J. L., and Thomsen, L. (1996). *Rock fractures and fluid flow*, National Research Council.

Maloszewski, P., and Zuber, A. (1982). "Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers." *J. of Hydrol.*, 57, 207-231.

Mari, J. L., Arens, G., Chapellier, D., and Gaudiani, P. (1998). *Géophysique de gisement et de génie civil*, Institut Français du Pétrol.

Mariotti, A. (1986). "La dénitrification dans les eaux souterraines, principes et méthodes de son identification : une revue." *Journal of Hydrology*, 88, 1-23.

Mariotti, A., and Landreau, A. (1986). "Etude du transfert et de l'évolution des nitrates dans les aquifères au moyen du traçage isotopique naturel ^{15}N ." *Hydrogéologie*, 1, 77-86.

Marsily, G. d. (1985). "Flow and transport in fractured rocks : connectivity and scale effect." *Proc. Hydrogeology of rocks of low permeability*, 17(2), 267-277.

Marsily, G. d. (1985). "Flow and transport in fractured rocks : connectivity and scale affect." *Proc. HYdrogeology of rocks of low permeability*.

Marsily, G. d. (1986). *Quantitative hydrogeology, groundwater hydrology for engineers*, , New York.

Marzetta, T. L., and al., e. (1988). "A hydrophone vertical seismic profiling experiment." *Geophysics*, 53(11), 1437-1444.

Meier, P. M., Carrera, J., and Sanchez-Villa, X. (1998). "An evaluation of Jacobs method for the interpretation of pumping tests in heterogeneous formations." *Water resources research*, 34, 1011-1025.

Meyer de Stadelhofen, C. (1991). *Applications de la géophysique aux recherches d'eau*, .

Michard, G., Pearson, F. J. J., and Gautschi, A. (1996). "Chemical evolution of waters during long term interaction with granitic rocks in northern Switzerland." *Applied Geochemistry*, 11, 757-774.

Michel, R. L., and Schroeder, R. A. (1994). "Use of long-term tritium records from the Colorado River to determine timescales for hydrologic processes associated with irrigation in the Imperial Valley, California." *Applied Geochemistry*, 9, 387-401.

Miller, R. D., and al., e. (1986). "Field comparison of shallow seismic sources." *Geophysics*, 51(11), 2067-2092.

Miller, R. D., and al., e. (1994). "Field comparison of shallow P-wave seismic sources near Houston, Texas." *Geophysics*, 59(11), 1713-1728.

Moreno, L., Tsang, Y. W., Tsang, C. F., Hale, F., and Neretnieks, I. (1988). "Flow and transport in a single fracture : a stochastic model and its relations with field observations." *Water resources research*, 24, 2033-2048.

Moreno, L., Tsang, C. F., and Y., T. (1990). "Some anomalous features of flow and solute transport arising from fracture aperture variability." *Water resources research*, 26(10), 2377-2391.

Narayanan Nair, V., Thomas, R., and Thomas, B. (1990). "Chemical evolution of groundwater in a hard rock terrane of parts of Tinneveli District, south India." *The Hydrological Basis for Water Resources Management*(197).

Neretnieks, I. (1980). "Diffusion in the rock matrix : an important factor in radionuclide retardation ?" , 85, 4379-4397.

Neretnieks, I. (1985). "Transport in fractured rocks." *Proc. Hydrogeology of rock of low permability*, 17(2), 301-318.

Neretnieks, I. (1993). *Solute transport in fractured rocks - Applications to radionuclide waste repositories*, .

Nordstrom, D. K., Andrews, J. N., Carlsson, L., Fontes, J. C., Fritz, P., Moser, H., Umweltforschung, and Olsson, T. (1985). "Hydrogeological and hydrogeochemical investigations in Boreholes - Final report of the phase I geochemical investigations of the Stripa groundwater." , SKB, Stockholm.

Novakowski, K. S., and Lapcevic, P. A. (1994). "Field measurement of radial solute transport in fractured rock." *Water resources research*, 30, 37-44.

Olive, P. (1995). "Introduction à l'hydrologie isotopique." , Centre de Recherches Géodynamiques - Université Pierre et Marie Curie (Paris 6).

Olive, P. (1996). *Introduction à la géochimie des eaux continentales*, .

Olofsson, B. (1994). "Flow of groundwater from soil to crystalline rock." *Applied hydrogeology*, 3, 71-83.

Oster, H., Sonntag, C., and Münnich, K. O. (1996). "Groundwater age dating with chlorofluorocarbons." *Water resources research*, 32(10), 2989-3001.

Paillet, F. L., Hess, A. E., Cheng, C. H., and Hardin, E. (1987). "Characterization of fracture permeability with high-resolution vertical flow measurments during borehole pumping." *Ground Water*, 25, 28-40.

Paillet, F. L. (1993). "Using borehole geophysic and cross borehole, flow testing to define hydraulic connections between fracture zone in bedrocks aquifers." *Geophysics*, 30, 261-279.

Paillet, F. L., and Crowder, R. E. (1996). "A generalized approach for the interpretation of geophysical well logs in ground-water studies : theory and application." *Ground water*, 34(5), 883-896.

Paulson, A. J. (1997). "The transport and fate of Fe, Mn, Cu, Zn, Cd, Pb and SO₄ in a groundwater plume and downstream surface waters in the Coeur d'Alene Mining District, Idaho, USA." *Applied Geochemistry*, 12, 447-464.

Pauwels, H. (1994). "Natural denitrification in groundwater in the presence of pyrite : preliminary results obtained at Naizin (Brittany, France)." *Min. Mag.*, 58, 696-698.

Pauwels, H., Martelat, A., Faucher, J. C., and Lachassagne, P. (1996). "Denitrification dans les eaux souterraines du bassin versant du Coet Dan : suivi géochimique et hydrogéologique du processus." , BRGM, Ministère de l'environnement.

- Pauwels, H., Martelat, A., Faucher, J. C., and Lachassagne, P. (1996). "Denitrification dans les eaux souterraine du bassin versant du Coet Dan : suivi géochimique et hydrogéologique du processus." , BRGM, Ministère de l'Environnement.
- Piwakowski, B. "Détection des anciennes cavités de craie dans le Nord : étude de terrain." Geo 1994, AUsois, France.
- Piwakowski, B., Watelet, J. M., and Moreaux, D. (1997). "High resolution seismic prospection of old gypsum mines : evaluation of detection possibilities." European journal of environmental and engineering geophysics, 2.
- Postma, D., Boesen, C., Kristiansen, H., and Larsen, F. (1991). "Nitrate reduction in a unconfined sandy aquifer : water chemistry, reduction processes and geochemical modeling." Water resources research, 27(8), 2027-2045.
- Richter, J., and Szymczak, P. (1992). "A computer program for the interpretation of isotopehydrogeologic data based on combined lumped parameter models." , Subdepartment of hydrogeology, Freiberg.
- Ritzi, R. W., Wright, S. L., Mann, B., and Chen, M. (1993). "Analysis of temporal variability in hydrogeochemical data used for multivariate analyses." Ground water, 31(2), 221-229.
- Rodelsperger, M. "Natural denitrification processes in the aquifer." Proceedings of the symposium on contaminant transport in groundwater, Rotterdam, Netherlands, 159-163.
- Schoeller, H. (1962). Les eaux souterraines, .
- Serra, O. (1979). Diagraphies différées - Bases de l'interprétation - Aquisition des données diagraphiques, .
- Serra, O. (1985). Diagraphies différées - Bases de l'interprétation - Interprétation des données diagraphiques, .
- Shapiro, A. M., Hsieh, P. A., and Wood, W. W. "Estimating transport properties of fractured crystalline rock over distance from meters to kilometers using laboratory and field-scale tracer tests and geochemical and isotopic data : preliminary results from the Mirror Lake site." Chapman conference on aquaous phase and multiphase transport in fractured rock, Burlington, USA, 17.
- Smith, N. C., and Vozoff, K. (1984). "Two-dimensional DC resistivity inversion for dipole-dipole data." IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 22, 21-28.
- Solomon, D. K., Hunt, A., and Poreda, R. J. (1996). "Source of radiogenic helium 4 in shallow aquifers : implications for dating young groundwater." Water resources research, 32(6), 1805-1813.
- Stadelhofen, C. M. (1991). Applications de la géophysique aux recherches d'eau, .
- Stimson, J., Rudolph, D., Frape, S., and Drimmie, R. (1996). "Interpretation of groundwater flow patterns through a reconstruction of the tritium precipitation record in the Cochabamba Valley, Bolivia." Journal of Hydrology, 180, 155-172.
- Stumm, W., and Morgan, J. J. (1981). Aquatic Chemistry, , New York.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., and Keys, D. A. (1976). Applied Geophysics, , Cambridge.
- Theis, C. V. (1935). "The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage." Eos Trans. AGU, 16, 519-524.
- Trudgill, S. T. (1995). Solute modelling in catchment systems, .
- Tsang, Y. Y. W., and Tsang, C. F. (1987). "Channels model of flow through fractured media." Water resources research, 23, 467-479.

Tsang, Y. Y. W., and Tsang, C. F. (1989). "Flow channelling in a single fracture as to dimensional strongly heterogeneous permeable medium." *Water resources research*, 25, 2076-2080.

Tsang, C. F. (1993). *Tracer transport in fracture systems*, .

Tsang, C. F. (1993). *Tracer transport in fracture systems*, .

Tura, M. A., and al., e. (1992). "Application of diffraction tomography to fracture detection." *Geophysics*, 57(2), 245-257.

Usunoff, E. J., and Guzman-Guzman, A. (1989). "Multivariate analysis in hydrochemistry : an example of the use of factor and correspondence analyses." *Ground water*, 27(1), 27-34.

Vallet, J. M. (1993). "Etude des relations entre la géologie et les propriétés industrielles du kaolin de haut de gamme (gisement de Ploemeur, Bretagne)," , Université de Poitiers.

Vigneresse, J. L. (1984). "Enracinement des granites armoricains estimés d'après la gravimétrie." *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 15, 1-15.

Vincent, W., Uhl, J., and Sharma, G. K. (1978). "Result of pumping tests in crystalline-rock aquifers." *Ground water*, 16(3), 192-203.

Von Gunten, U., and Zobrist, J. (1993). "Biogeochemical changes in groundwater-infiltration systems : column studies." *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 3895-3906.

Vrba, J., and Zajorozec, A. (1994). *Guidebook on mapping groundwater vulnerability*, Heise.

White, J. E. (1965). *Seismic Waves, Radiation, Transmission and Attenuation*, McGraw Hill Book Compagny, New York.

Zohdy, A. A. R. (1989). "A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves." *Geophysics*, 54, 245-253.

MEMOIRES DE GEOSCIENCES-RENNES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cedex .
Tel : 02- 99.28.60.80
Fax : 02-99-28-26-02

Dans la même collection :

N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). **Epuisé**

N°2 - G. QUERRE - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). **Epuisé**

N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). **Epuisé**

N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl. (1985). **55F.**

N°5 - V. NGA KO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). **70F.**

N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986) **55F.**

N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). **115F.**

N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). **95F.**

N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl. (1986). **Epuisé**

N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). **Epuisé.**

N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F

N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du Quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.

N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine; évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.

N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.

N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15pl. (1989) 210F.

N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.

N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab. (1989). 275F.

N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.

N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.

N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.

N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab. (1989). 210 F.

N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab. (1989). 200 F.

N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig. (1989). 400 F.

N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl. (1989). 180 F.

N°36 - A. LE CLEAC'H - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl. (1989). 100 F.

N°37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl. (1990). 160F.

N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl. (1990). 160F.

N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl. (1990) . Epuisé

N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.

N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et ⁴⁰Ar/³⁹Ar : étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricaïn) . 261 p., 80 fig., 19 tabl. (1991). 120F.

N°42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl. (1991). 210F.

N°43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl. (1991). 130F.

N°44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur. (1991). 170F.

N°45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur. (1991). 180F.

N°46 - J.B.L. FRANCOLIN - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil) : 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur. (1992). 300F.

N° 47 - S. TOURPIN - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 185 p., 53 fig., 23 tabl. (1992). 100F.

N° 48 - J.A. BARRAT - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab. (1992). 100F.

N° 49 - E. HALLOT - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Brieuc, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl. (1993). 180F.

N°50 - T. SOURIOT - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte. (1993). 190F.

N° 51 - T. EUZEN - Pétrogenèse des granites de collision post-épaississement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricain, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). 190F.

N° 52 - J. LE GALL - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricain). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., 1 pl. coul. (1993). 350 F.

N° 53 - J. C. THOMAS - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). 220 F.

N°54 - F. LAFONT - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales., 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). 150 F.

N° 55 - C. BIELLMANN - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du Carbone dans le manteau terrestre., 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). 175 F.

- N°56 - A. POTREL** - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). 400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 pl. photo (1994). 270 F.
- N° 57 - M. KUNTZ** - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : Contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. 220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994). 155 F.
- N° 58 - D. ROUBY** - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. 266 p., 98 fig. dont annexes (1994). 180 F.
- N° 59 - J.J. TONDJI-BIYO** - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. 426 p., 141 fig., 4 pl. couleur, 21 tableaux, dont annexes (1995). 270 F.
- N° 60 - H. BOUHALLIER** - Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). 277 p., 100 fig., dont 5 pl. coul., 7 tab., dont annexes (1995). 150 F.
- N° 61 - P. GAUTIER** - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen (îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). 430 p., 89 fig., dont 4 pl. coul., 1 tabl., dont annexes (1995). 220F.
- N° 62 - M.T. ROMAN BERDIEL** - Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels. 270 p., 75 fig., 5 pl. laser, 9 tabl. (1995). 160F.
- N° 63 - M. JULLIEN** - Polytypisme, ordre d'empilement et interstratification dans la cookéite et les phyllosilicates non micacés du métamorphisme. Influence de la pression. 226 p., 61 fig., 8 tabl. (1995). 150 F.
- N° 64 - Y. LAHAYE** - L'altération des komatiites. 224 p., 70 fig., 29 tabl., + annexes (1995). 150 F.
- N° 65 - A. CRAVE** - Quantification de l'Organisation des réseaux hydrographiques. 210 p., 68 fig., dont annexe (1995). 120 F.
- N° 66 - A. ESSAIFI** - Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). 331 p., 248 fig., 4 tabl., dont annexes (1995). 170 F.
- N° 67 - M. LE RAVALEC** - Vitesses et perméabilité des roches : modélisation du rôle des fluides et des fissures. 276 p., 119 fig. 3 pl. couleur, 5 tabl., dont annexe (1995). 140 F.

n° 68 - A. SEMIANI - Métallogénie de la zone de cisaillement aurifère est-ouzzalienne : structure, pétrologie et géochimie des gisements d'or de Tirek-Amesmessia (Hoggar occidental, Algérie). 262 p., 72 fig., 36 tabl., 4 pl. couleur + annexes, (1995). 130 F.

N° 69 - F. MOREAU - Méthodes de traitement de données géophysiques par transformée en ondelettes. 177 p., 57 fig., + annexes. (1995). 100 F.

N° 70 - B. TOURNERIE - Imagerie de réflecteurs électromagnétiques en régime diffusif : Méthode et applications en Géophysique. 165 p., 45 fig., 8 tabl., + annexes, (1995). 100 F.

N° 71 - T. NALPAS - Inversion des grabens du Sud de la Mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique. 245 p., 110 fig., dont 10 pl. coul., (1994). 120 F.

N° 72 - M. URREIZTIETA - Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin. 311 p., 111 fig., 5 tabl., 6 pl. couleur, dont annexe. (1995). 200 F.

N° 73 - A.N. KOUAMELAN - Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes et Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la Transition Archéen-Protérozoïque. 290 p., 99 fig., 23 tabl., 2 pl. couleur, dont annexe (1996). 120 F.

N° 74 - Y. GARCIA - Variation de l'intensité du champ magnétique en France durant les deux derniers millénaires. 331 p., 122 fig., 35 tab., dont annexe. (1996). 150 F.

N° 75 - M. A. SANTOS PINTO - Le recyclage de la croûte continentale archéenne : Exemple du bloc du Gavião- Bahia, Brésil. 193 p., 102 fig., 51 tab. (1996). 100 F.

N° 76 - D. CHARDON - Les déformations continentales archéennes : Exemples naturels et modélisation thermomécanique. 300 p., 127 fig., 6 tabl., 4 pl. photo; dont annexes. (1997). 130 F.

N° 77 - C. ROBIN - Mesure stratigraphique de la déformation : Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris. 293 p., 129 fig., 9 pl. couleur, dont annexes. (1997). 180 F.

N° 78 - D. GRANJEON - Modélisation stratigraphique déterministe : Conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique. 197 p., 56 fig., 22 tabl., 8 pl. couleur. (1997). 100 F.

Hors Série - P. DAVY, F. GUILLOCHEAU, B. HAMELIN (Coordinateurs) - Géomorphologie : Processus et modélisation. Ecole thématique du CNRS, 146 p., 69 fig., 2 tabl., Lumigny, Juillet (1996) . 50 F

N° 79 - A. JAFFREZIC - Géochimie des éléments métalliques, des nitrates et du carbone organique dissous dans les eaux et les sols hydromorphes. Agriculture intensive et qualité des eaux dans les zones humides en Bretagne. 296 p., 143 fig., 46 tabl., 1 pl. coul., dont annexes (1997). 130 F.

N° 80 - O. BOUR - Transferts de fluides dans les milieux fracturés : Effets d'échelle. 272 p., 100 fig., 1 tabl., (1997). 100 F.

n° 81 - E. BONNET - La localisation de la déformation dans les milieux fragile-ductile : Approche expérimentale et application à la lithosphère continentale. 183 p., 85 fig., 4 tabl., (1997). 85 F.

N° 82 - S. GESSA - Le genre *Nowakia* (Dacryoconarides) dans le Praguien de la République Tchèque : Biométrie, systématique, phylogénie, paléoenvironnements. 256 p., 132 fig., 8 pl., + annexes. (1997). 125 F.

N° 83 - T. MAUDUIT - Déformation gravitaire synsédimentaire sur une marge passive. Modélisation analogique et applications du Golfe de Guinée, 260 p., 96 fig., dont 12 pl. coul., (1998) 100 F.

N° 84 - G. QUEREL - Cristallochimie des éléments traces dans les phases du manteau terrestre : Applications de la spectroscopie de luminescence à haute pression et haute température. 241 p., 101 fig., 23 tabl., (1998). 95 F.

N° 85 - M. DIRAISON - Evolution cénozoïque du Bassin de Magellan et Tectonique des andes australes. 333 p., 119 fig., dont 6 pl. coul., 2 pl. hors-texte, 7 tabl., (1998) . 130 F.

N° 86 - S. BONNET - Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pleistocène. 352 p., 144 fig., dont 7 pl. coul., + 1 pl. couleur et 7 transparents en annexe. (1998). 115 F.

N° 87 - F. TOUCHARD - Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé : Site de Ploemeur (Morbihan). 271 p., 103 fig., dont 5 coul., 37 tabl., annexe. (1999). 115 F.

MEMOIRES DE GEOSCIENCES

à retourner à :

Arlette FALAISE
Géosciences - Rennes I
Université de Rennes
35042 - RENNES Cédex (France)
Tél 02.99.28.60.80 Fax : 02.99.28.60.80

accompagné :

soit de votre BON DE COMMANDE
ou bien de votre règlement (chèque libellé à l'ordre de) :
Madame l'Agent Comptable du CNRS

BON DE COMMANDE

NOM :

ORGANISME

ADRESSE

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb	P.U.	TOTAL

Frais d'envoi : 20,00 F pour le 1er volume par volume supplémentaire : 5,00 F	TOTAL	
TOTAL DE LA COMMANDE		

Imprimé à l'Université de Rennes I

Dépôt Légal

1er Trimestre 1999

Résumé :

En Bretagne, l'alimentation en eau potable est assurée à 20% par les ressources en eaux souterraines contenues, principalement dans le socle fracturé. Du fait de la géométrie du réseau de fractures et des propriétés hydrauliques des roches, la productivité des aquifères bretons est généralement faible (400 à 1000 m³/j). A Ploemeur (Morbihan), un important gisement d'eau souterraine est exploité pour l'alimentation en eau potable, depuis juin 1991, à un débit moyen de 3000 m³/j. Les caractéristiques principales de cet aquifère sont 1) des arrivées d'eaux importantes, localisées au niveau de filons de pegmatites fracturées, et 2) une eau brute de bonne qualité ([NO₃] < 10 mg/l).

Dans les milieux fracturés, les circulations de fluide et le transport de matière sont fortement dépendantes de la géométrie du réseau de fracture. C'est pourquoi, une meilleure compréhension du fonctionnement hydrogéologique est fondamentale quant à la gestion et la protection des ressources en eaux souterraines. Nous avons entrepris une caractérisation hydrogéologique afin de définir la structure du sous-sol et d'identifier les principaux processus à l'origine de la productivité de cet aquifère et de la qualité de l'eau. Cette étude pluridisciplinaire est basée sur des observations de terrain et sur l'utilisation de méthodes géophysiques, hydrauliques et hydrochimiques.

La zone fracturée se trouve au contact entre des micaschistes et du granite et possède une géométrie subhorizontale favorisant sa recharge donc sa productivité. Ce modèle contraste avec ce qui est traditionnellement proposé pour les milieux fracturés en Bretagne. L'imagerie géophysique donne grossièrement la géométrie mais ne permet pas une détection fine des filons de pegmatites fracturés.

Des essais de pompage ont permis de caractériser les propriétés hydrauliques. Ce type d'aquifère ne répond pas aux modèles standards développés en hydrogéologie; à la fois, par son hétérogénéité intrinsèque et par la dimension de la zone d'écoulement. Par conséquent, le modèle moyen qui semble approprié est un aquifère fractal de dimension 1,4.

Enfin l'analyse des chroniques chimiques, notamment des nitrates, a mis en évidence les processus 1) de mélange d'une eau récente (infiltrée après 1950 et polluée par les nitrates) avec une eau ancienne et 2) de dénitrification naturelle par oxydation de la pyrite. Une modélisation de ces chroniques sur la base d'une dénitrification bactérienne a permis de quantifier la cinétique de cette réaction d'oxydo-réduction et la dynamique du mélange qui évolue pendant le pompage, par la mise en écoulement de drains préférentiels, entre la surface et la zone fracturée profonde.

Mots clés :

Hydrogéologie, Géophysique, Test hydraulique, Dénitrification naturelle, Age de l'eau, Milieu fracturé, Massif Armoricaïn.